

PAUL FÉNELON

Agrégé de l'Université - Docteur ès lettres

LE PÉRIGORD

ÉTUDE MORPHOLOGIQUE

OUVRAGE

honoré d'une subvention du Ministère
de l'Éducation Nationale

1949

A. LAHURE
IMPRIMEUR - ÉDITEUR
9, Rue de Fleurus, PARIS (6°)

1951



Digitized by the Internet Archive
in 2026

LE PÉRIGORD

ÉTUDE MORPHOLOGIQUE

PAUL FÉNELON

Agrégé de l'Université - Docteur ès lettres

LE PÉRIGORD

ÉTUDE MORPHOLOGIQUE

THÈSE

POUR

LE DOCTORAT ÈS LETTRES

présentée à la Faculté des Lettres de l'Université de Paris

OUVRAGE

honoré d'une subvention du Ministère
de l'Éducation Nationale

A. LAHURE

IMPRIMEUR - ÉDITEUR

9, Rue de Fleurus, PARIS (6°)

1951



A mon fils JACQUES

Nous nous plaisons à remercier ici de leur précieux concours les maîtres, les collègues et les amis qui ont bien voulu s'intéresser à nos recherches et nous aider de leurs conseils. Nous tenons d'abord à évoquer le souvenir de deux grands géographes contemporains, disparus, hélas! au cours des années de guerre, et à qui nous devons beaucoup :

Pierre CAMENA d'ALMEIDA, dont la science austère et précise nous a conduit vers la compréhension des faits géographiques;

Albert DEMANGEON, qui nous a fait saisir ce que pouvait contenir de contingence, et même de fantaisie, les phénomènes où s'inscrit l'activité des hommes.

Par ses cours à la Sorbonne et par son *Traité de géographie physique*, M. Emmanuel de MARTONNE a guidé nos recherches et nous a permis de délimiter, au milieu des disciplines annexes, le vrai domaine de la géographie.

Nous avons toujours trouvé auprès de Monsieur le Doyen CHOLLEY l'accueil le plus encourageant et les conseils les plus éclairés; au cours de nos rencontres à l'Institut de Géographie ou sur le terrain, quelques mots lui ont toujours suffi pour ouvrir à nos investigations des horizons nouveaux et imprimer à nos travaux une orientation décisive.

Enfin, par son exemple, par ses propos toujours empreints d'une amitié qui nous est particulièrement chère et par la haute valeur de ses articles et de ses ouvrages, Monsieur l'Inspecteur général CLOZIER nous a soutenu quand l'effort pouvait paraître trop lourd et quand les résultats, trop lentement acquis, ne laissaient pas d'être quelquefois décevants. Qu'il veuille bien croire à notre profonde et fidèle gratitude.

N. B. — De nombreuses excursions, nécessaires à la rédaction de cette thèse, ont été subventionnées par le **Centre National de la Recherche Scientifique**, et c'est grâce à l'aide financière du **Ministère de l'Education Nationale** que cet ouvrage a pu être imprimé.

INTRODUCTION

§ I. — DÉFINITION DU PÉRIGORD

Plus que tout autre pays appartenant à la périphérie du Massif Central, le Périgord mérite d'être considéré comme une région de transition entre les hautes terres du Limousin et les vastes plaines du Bassin Aquitain. Son altitude s'incline lentement de 500 mètres sur les confins des départements de la Dordogne et de la Haute-Vienne, à quelques mètres seulement au-dessus du niveau de la mer près de Bergerac et de Montpon. Il forme, avec ses collines et ses vallées, comme un glacier disséqué qui passe insensiblement des plateaux humides et froids de Nexon et de Saint-Yrieix aux larges plaines ensoleillées de la Dordogne et de l'Isle près de Libourne. Il offre même, dans une certaine mesure, l'aspect d'un piedmont de massif hercynien, grâce à ses sédiments relevés vers le Nord-Est et faiblement inclinés vers le Sud-Ouest, et surtout grâce à ses dépôts superficiels : sables et graviers des hautes croupes, alluvions des terrasses fluviales apportées par ruissellement de l'Auvergne et des plateaux cristallins d'Ussel, d'Uzerches et d'Egletons. (Carte I, p. 4).

Toutefois, malgré ces caractères de transition si marqués entre un horst cristallin et un bassin sédimentaire, le Périgord ne tire pas de cette situation son aspect le plus original. Il ne se distingue pas ainsi, d'une manière essentielle, du Berry ou de l'Angoumois. Sa physionomie propre provient plutôt de deux autres influences particulières : d'une part, la prépondérance des calcaires du Crétacé moyen et supérieur, et de l'autre l'organisation d'un réseau serré de vallées d'un intérêt vital [15] (a).

Tandis que dans la plupart des régions marginales du Massif Central dominant les calcaires du Lias et du Jurassique, en bancs épais et compacts, qui imposent au relief l'allure lourde des plateaux karstiques, secs et couverts de pierrailles, en Périgord les sédiments jurassiques se réduisent à une étroite bande de territoire, de Terrasson à Javerlhac. Au contraire, les sédiments crétacés s'épanouissent largement au Nord de Gourdon et de Fumel et forment autour de Sarlat, de Périgueux et de Ribérac le cœur de la région périgourdine. Or, ces dépôts, qui s'échelonnent du Cénomanien au Dordonnien (Maestrichtien), sont assez différents

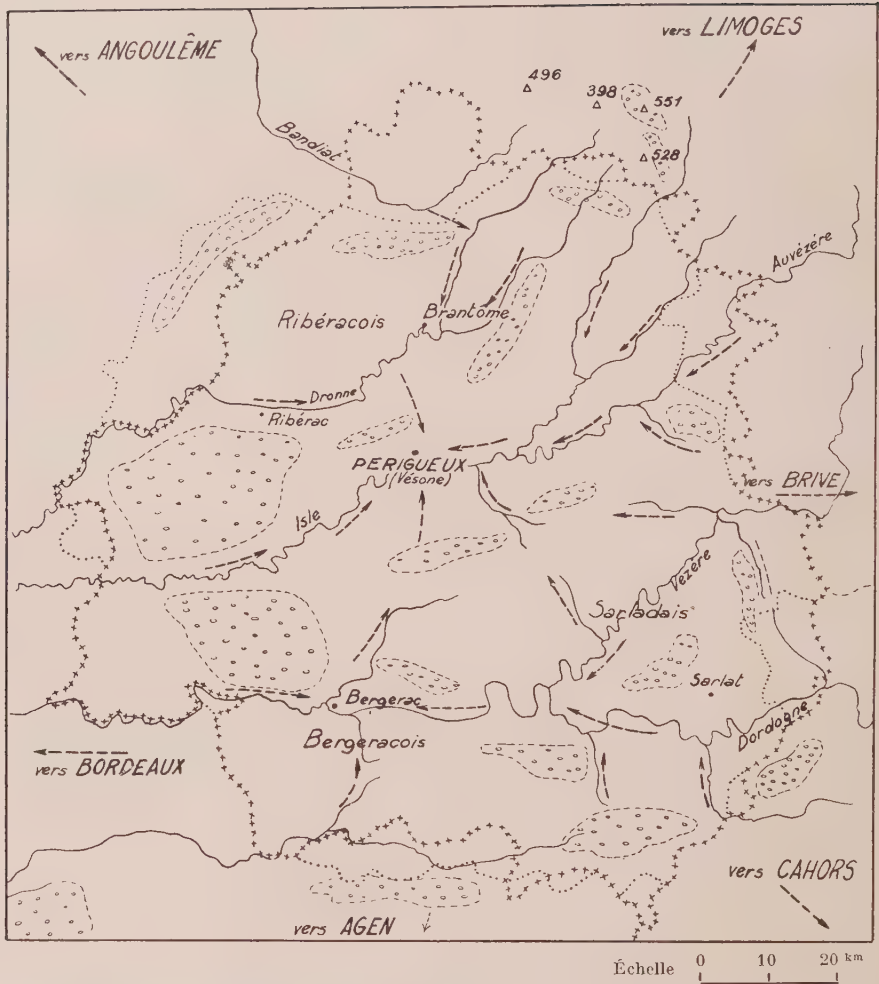
(a) Les chiffres entre crochets [15] renvoient aux chiffres correspondants de la bibliographie placée à la fin de l'ouvrage.

par leur structure de ceux du Bajocien ou du Rauracien. Aux épaisses masses de calcaire compact, homogène et grisâtre des Causses du Quercy, font suite vers l'Ouest des horizons où, sans doute, domine encore le carbonate de calcium, mais où s'intègrent aux dépôts calcaires des débris siliceux, descendus du Limousin dans les mers du pourtour, et des quantités assez considérables de silicate d'alumine. De sorte que les calcaires coniaciens ou campaniens du Périgord sont moins homogènes, moins perméables et moins résistants à l'érosion subaérienne que les calcaires rauraciens ou bajociens du Quercy, du Berry et de l'Angoumois.

En outre, ils se divisent en horizons de faible puissance, avec de fréquentes variations de structure verticales ou latérales. Il s'ensuit un paysage topographique plus varié que celui du Causse, une morphologie menue de collines et de vallons tantôt bordés de pentes escarpées, tantôt délimités par des pentes adoucies; le tout forme un relief moins grandiose, mais moins monotone que celui du Quercy, sans atteindre toutefois à la délicatesse des ciselures si caractéristiques des terrains tertiaires de l'Agenais, du Bas-Quercy et de l'Albigeois.

Cependant, les affleurements du Crétacé ne permettent, pas plus que la notion de piedmont, de définir complètement le Périgord. Ils constituent le centre et l'armature même de la région; mais d'une part ils ne la couvrent pas en entier, et d'autre part ils la dépassent largement au Nord-Ouest. En effet, le Périgord déborde les terrains crétacés, vers le Limousin au Nord-Est et vers l'Agenais et le Bordelais au Sud-Ouest. Par contre, les calcaires crétacés sortent des limites du pays vers le Nord-Ouest, pour s'étendre en Saintonge jusqu'aux rivages de l'Océan. Si l'on doit donc tenir compte, dans une certaine mesure, de leur influence topographique pour caractériser les paysages périgourdiens, ils ne suffisent pas à distinguer complètement la région de celles qui l'entourent. Il faut leur superposer, surtout en ce qui concerne la géographie humaine, une notion supplémentaire, celle de vallées groupées en faisceaux. (Carte II, p. 6).

Le Périgord est en effet sillonné, du Nord-Est au Sud-Ouest, par quatre grandes vallées, celles de la Dronne, de l'Isle, de la Vézère et de la Dordogne, qu'accompagne tout un cortège d'affluents (carte II). C'est là que réside l'unité essentielle de la région. L'Isle est l'artère maîtresse du réseau. Elle descend par des gorges étroites des alentours de Saint-Yrieix et groupe, en entrant dans le Périgord sédimentaire, plusieurs affluents importants, entre autres la Loue d'Excideuil et l'Auvézère qui draine l'Ouest du Bassin de Brive. Or, comme dans un pays aux sols superficiels pauvres les vallées sont des sites de vie facile et de relations aisées, il s'ensuit que l'Isle et ses affluents, par leurs vallées, attirent vers leur zone de confluence les hommes et les produits des pays traversés, de Jumilhac à Hautefort, en passant par Lanouaille et Excideuil. A peu de distance du point de convergence de ces divers petits centres, se trouve un site favorable à une ville : en effet, en aval du confluent de l'Auvézère et de l'Isle, dans un méandre, qui correspond à la traversée d'un banc calcaire et à un resserrement de la vallée, a pu se développer Périgueux, marché, forteresse et capitale religieuse et administrative du Périgord.



Carte II. — LIMITES DU DIOCÈSE DE PÉRIGUEUX ET DU DÉPARTEMENT DE LA DORDOGNE; COURANTS DE CIRCULATION ET PRINCIPALES FORÊTS.

..... Diocèse. +++++++ Département.
 — — — — — Courants de circulation. - - - - - Forêts.

Périgueux n'aurait cependant pas joué un rôle prépondérant en Périgord s'il n'y avait eu que l'Isle pour favoriser sa fortune. Mais la ville et son site correspondent encore à d'autres données géographiques favorables à l'activité humaine. C'est en ce point que la vallée de l'Isle se rapproche le plus de celle de la Dronne. Dans le Nord-Ouest du Périgord, ce dernier cours d'eau groupe également une série de petits pays. Grâce

à ses affluents et à ses sous-affluents, la Cole, le Trincou et la Nizonne, la Dronne fait converger vers Brantôme et Ribérac les voies de communication qui unissent les régions de Thiviers, de Saint-Pardoux-la-Rivière et de Nontron. Or, entre Brantôme et Ribérac, la vallée de la Dronne décrit une courbe vers le Sud, et quelques kilomètres seulement la séparent de celle de l'Isle, en face de Périgueux. Par les seuils de Mensignac et de la Chapelle-Gonaguet, on passe aisément d'une vallée à l'autre. Il est naturel que ce soit l'Isle qui, par sa position centrale et l'étendue de son bassin, ait entraîné dans son orbite les pays de la Dronne, pour les unir vigoureusement à ceux du Périgord central.

Sur les rives de la Vézère et de la Dordogne, l'attraction de Périgueux a été moins forte que sur les régions de Brantôme et de Thiviers, et souvent cette partie méridionale du pays a échappé à l'influence des vallées septentrionales pour s'orienter directement vers Libourne et Bordeaux, où l'attirait le cours naturel des eaux. Toutefois, la main-mise de la capitale périgourdine sur les bords de la Dordogne et de la Vézère a été rendue possible par l'absence, le long de ces rivières, d'un centre naturel favorable à la création d'une ville susceptible de devenir capitale régionale. En aval de leur confluent, ce n'est qu'à Bergerac, à 30 kilomètres de distance, que la vallée principale offre, grâce à son élargissement et à des vallées convergentes, un site urbain convenable. Mais ici on se trouve déjà dans une situation trop excentrique par rapport au Périgord et trop proche de Bordeaux pour satisfaire suffisamment aux exigences d'une grande cité. Aussi Bergerac n'a-t-elle pu jouer qu'un rôle de marché local et ne s'est jamais haussée au rang de capitale régionale.

En revanche, l'influence du Périgord central a pu rayonner vers la Vézère et la Dordogne grâce à une série de vallées secondaires qui rendent la circulation relativement aisée. Ainsi, au Sud-Est de Périgueux, à quelques kilomètres du confluent de l'Isle et de l'Auvézère, s'ouvre le vallon du Manoir, par où l'on atteint, sans grand effort, vers l'Est la vallée du Ser et celle de la Vézère près de Terrasson, vers le Sud le vallon de Manaurie, la région des Eyzies, et de là la zone de confluence de la Dordogne et de la Vézère à Limeuil. Au Sud-Ouest également, les vallées de la Louyre et du Caudeau, qui convergent vers Bergerac, permettent d'atténuer ce qu'aurait de rebutant la traversée successive de collines boisées et de vallons marécageux orientés de l'Est à l'Ouest, entre Périgueux et les vignobles de la basse Dordogne. Des liens ont pu ainsi s'établir assez aisément entre la vallée de l'Isle, pourvue d'un centre urbain bien situé, et celle de la Dordogne, dépourvue de zone favorable à la création d'une capitale régionale. Si l'on ajoute enfin qu'entre la vallée de la Dordogne et celle du Lot les distances et les obstacles sont plus considérables qu'entre les bords de la Dordogne et ceux de l'Isle, on comprend aisément l'attraction que le centre du Périgord a exercée sur les confins méridionaux de la région.

Ainsi, Périgueux, situé au milieu des terrains crétacés du Périgord, à mi-distance des confins du Limousin et des « pays bas » du Bordelais, a pu étendre son influence sur les réseaux hydrographiques de la Dronne

et de la moyenne Dordogne. Il a groupé autour de lui une région dont l'unité géographique n'est assurée ni par la structure géologique, ni par le relief et le climat, ni même par les productions, mais bien par les liens que constituent les cours d'eau et leurs vallées. Le Périgord se définit donc essentiellement comme une série de petits pays aux ressources complémentaires unis par un faisceau de vallées en bordure Sud-Ouest du Massif Central.

§ II. — LES LIMITES DU PÉRIGORD. (Carte II.)

C'est en partant de cette notion de vallées groupées en faisceaux que l'on peut fixer les limites du Périgord et montrer que, par les influences déterminantes des cours d'eau qui orientent la circulation, la région ne se limite ni au Crétacé, ni aux frontières géologiques et topographiques du Limousin et des pays du Bordelais.

Vers le Nord-Est, le Périgord atteint naturellement aux sources de la Dronne et de ses affluents. Dès l'Antiquité, les écrivains avaient des notions assez précises à ce sujet, puisqu'ils fixaient, comme frontières des cités voisines des Petrocorii et des Lemovices, les hauteurs qui séparent le réseau hydrographique de la Dronne de celui de la Vienne (a). Ces hauteurs s'échelonnent du Nord-Ouest au Sud-Est, de Puycounieux au Signal de Courbefy, entre 500 et 550 mètres; elles coïncident avec des bois assez denses et un pays d'accès difficile où les influences de Limoges et de Périgueux s'équilibrent. (Photo I.)

Les cours supérieurs de l'Isle et de l'Auvézère échappent à l'influence périgourdine à cause de l'étroitesse des vallées qui, en amont de Jumilhac et de Payzac, se transforment en gorge, et de la présence de bois et de forêts, jadis plus étendus, qui séparent le pays de Saint-Yrieix de celui d'Excideuil; les limites du Périgord ne dépassent donc pas le Chalard sur l'Isle, Sarlande sur la Loue et Payzac sur l'Auvézère. Toutefois, la partie occidentale du bassin de Brive jusqu'à Coubjours est entraînée dans l'orbite des pays périgourdiens, parce qu'il est facile d'y pénétrer grâce aux larges vallées de la Lourde et de ses affluents autour d'Hautefort. C'est vers l'Auvézère et, de là, vers Périgueux que les gens de Badefols-d'Ans et des Teillots s'orientent pour leurs transactions commerciales et leurs préoccupations administratives.

Vers l'Est, entre la Vézère et la Dordogne, la limite du Périgord et des causses du Quercy est nettement marquée, semble-t-il, sur le terrain à cause de la différence de nature entre les calcaires crétacés et les calcaires jurassiques : l'opposition entre les collines verdoyantes du Sarladais

(a) Un passage de la vie de Saint-Vast, écrite avant 667, est ainsi traduit par Desalles dans son *Histoire du Périgord*, livre I, p. 349 : « En Aquitaine s'élève une montagne qui sépare, par des distances à peu près égales, les cités de Périgueux et de Limoges. Dans le passé, comme maintenant, cette montagne s'appelle le Mont Leucus. A son sommet des ruines éparses et des masses de débris démontrent son importance. » [110].

et les plateaux secs et grisâtres de la région de Martel s'impose avec une vigueur rigoureuse autour de Salignac et de Borrèze (photo II). Et cependant, ici encore, les vallées brisent partiellement les cadres géologiques. Vers la Vézère, l'Ellé au Nord, le Coly et ses affluents au Sud ont attiré vers Condat et Montignac quelques localités du Bassin de Brive et de l'extrémité septentrionale du causse de Martel, comme Ladornac et Nadaillac-le-Sec. De même, autour de la Dordogne, à l'endroit où elle pénètre dans les calcaires crétacés, en aval de Peyrillac, on voit affluer vers elle, sous l'effet de petits vallons latéraux, les produits des régions d'Eyvignes au Nord, et de Veyrignac au Sud. En revanche, quoique les alentours de Gourdon soient constitués surtout par des terrains du Crétacé, ils échappent au rayonnement de la vallée duranienne pour s'orienter vers Cahors et le Lot, à cause de la disposition des cours d'eau sur le Céou supérieur.

De même, vers le Sud, malgré le prolongement des calcaires du Crétacé moyen jusqu'aux rives du Lot, le Périgord ne dépasse guère les hauteurs boisées de Villefranche, car, si la Nauze oriente la partie septentrionale du « pays au Bois » de Belvès vers la Dordogne, la Lémance attire la partie méridionale vers Fumel et Villeneuve [108].

Au Sud-Ouest comme au Nord-Est, à cause de la répartition des vallées, le Périgord dépasse les terrains crétacés pour s'étendre sur les terrains tertiaires, aux confins de l'Agenais et du Bordelais. En fonction du réseau hydrographique qui s'oriente vers la Dordogne, l'influence de Bergerac s'est introduite au delà de Sigoulès et d'Issigeac jusqu'à la vallée du Dropt, qui peut être considérée, de Montpazier à Eymet, comme une frontière entre Périgord et Agenais. Du Dropt à la Dordogne, deux vallons marquent à peu près la zone la plus occidentale de l'influence bergeracoise; l'un des deux descend de Loubès-Bernac vers le Dropt, l'autre atteint la vallée de la Dordogne près de Sainte-Foy-la-Grande. Au delà, en direction de l'Ouest, commencent les pays de l'Entre-Deux-Mers.

Dans la vallée même de la Dordogne, le méandre du Fleix, en interrompant la circulation sur la rive droite du cours d'eau, marque la limite du Périgord et du Libournais. Jusqu'à la vallée de la Dronne, les buttes-témoins de Ponchapt, de Carsac et de Villefranche-de-Longchapt indiquent d'autant mieux les limites de la région périgourdine que sur les revers de la côte du calcaire à astéries, dont elles forment les jalons avancés, se sont creusées les vallées de la Lidoire et du Lestrop, qui attirent vers Castillon et Libourne les alentours de Vélines et de Saint-Méard-de-Gurçon. En revanche, Saint-Rémy, Montfaucon, Saint-Georges-de-Blancaneix, entourées de bois, sont bien encore des communes périgourdines. (Photo III.)

Sur l'Isle, aucune limite précise, comme celle du Fleix sur la Dordogne, ne souligne l'endroit où se termine le Périgord et où débute le Bordelais; on peut fixer la séparation des deux régions à peu près à mi-chemin de Montpon et du confluent de la Dronne et de l'Isle. Au Nord, les vallons de la grande et de la petite Duche, ainsi que l'aspect du paysage, font de la Double orientale une contrée périgourdine, tandis qu'à l'Ouest de

la Dronne, la Double charentaise est attirée vers Barbézieux et Libourne par le réseau de ses cours d'eau.

Enfin, au Nord de ces pays de bois et d'étangs, la frontière entre le Périgord et la Saintonge coupe à travers les terrains crétacés, séparant des paysages et des modes de vie exactement semblables. Mais ce sont les influences des petites métropoles locales, guidées par les convergences des vallées, qui permettent d'attribuer au Périgord la plupart des affluents de la Dronne avec les pays qui les environnent, tandis que le Bandiat et la Tardoire, orientés au Nord-Ouest, font hésiter les habitants du Nontronnais entre Angoulême et Périgueux.

On rejoint ainsi les confins du Périgord et du Limousin après avoir décrit un trajet vaguement circulaire autour du confluent de l'Isle et de l'Auvézère pris comme centre. La région périgourdine, déjà définie comme un faisceau de vallées, se trouve de la sorte délimitée, en fonction même des vallées qui s'y rejoignent, selon la répartition du réseau hydrographique, guide de la circulation et base des moyens de transport.

§ III. — L'UNITÉ PÉRIGOURDINE A TRAVERS LES AGES

* Or, ce qui montre le mieux que le Périgord se délimite, non point par des aspects particuliers du paysage physique ou du milieu humain, mais par un ensemble complexe d'influences géographiques où s'associent l'orientation des vallées et les soucis mercantiles et administratifs des hommes, c'est le maintien, à peu de chose près, des frontières du pays à travers les siècles, depuis les origines historiques jusqu'à nos jours [232].

La cité gauloise des Petrocorii existait sans doute depuis longtemps quand vinrent les Romains, puisque César cite dans son *De Bello Gallico* le contingent de cinq mille hommes fourni par cette cité à l'armée chargée de débloquer Alésia [74]. Depuis quelle époque s'était organisée cette unité politique, sociale et peut-être religieuse dont Vésone était la capitale [31]? On ne peut rien présumer de certain. En tout cas, la cité comprenait, comme l'indique l'étymologie de son nom, quatre clans (Petro-corii), et, chose curieuse, on retrouvera par la suite, jusque dans l'organisation actuelle des arrondissements, comme une sorte de survivance de quatre petites régions groupées en une seule cité [169].

Sur les limites de la cité gauloise, puis gallo-romaine des Petrocorii, on ne pourrait rien dire de précis si l'on ne savait que, d'une manière assez fréquente, les diocèses chrétiens s'organisèrent à l'intérieur des cités et leur succédèrent comme unités religieuses quand disparut peu à peu l'administration impériale. Or, on connaît, par les listes de ses paroisses, les limites du diocèse de Périgueux, héritier du territoire sur lequel avait dominé Vésone [130]. Avant le démembrement de 1317, par la fondation du diocèse de Sarlat, le diocèse de Périgueux s'étendait à peu de chose près jusqu'aux limites indiquées plus haut. Vers l'Ouest, il dépassait légèrement les rives de la Nizonne, pour atteindre la Tude, affluent de la Dronne, et, vers le Sud-Ouest, il englobait la région de Vélignes, pour se terminer sur la Basse-Lidoire, aux portes de Castillon.

Vers le Sud, il atteignait Castillonnès et Villéréal au delà du Dropt. Toutefois, vers le Sud-Est et l'Est, il laissait au diocèse de Cahors plusieurs localités autour de Salignac. Vers le Nord-Est et le Nord, il disputait Jumilhac au diocèse de Limoges (a) et abandonnait à Angoulême la région de Nontron. (Carte II, p. 6).

Grâce à la tradition religieuse, qui rendit presque inamovibles les limites des diocèses jusqu'à la Révolution de 1789, l'antique cité des Petrocorii se conserva sous l'aspect de deux divisions ecclésiastiques : les évêchés de Périgueux et de Sarlat, celui-ci ayant été créé par le Pape Jean XXII en 1317. Il est probable qu'au début de l'organisation administrative du comté de Périgord, les souverains mérovingiens et carolingiens ne modifièrent pas les limites de la cité : le comte Félix Auréol, sous Clovis, aussi bien que Wuidbode sous Charlemagne étendaient leur pouvoir jusqu'aux frontières du diocèse, sur le Dropt, sur la Dronne et le long des affluents de l'Isle, de la Vézère et de la Dordogne.

Les documents du moyen âge montrent le comté de Périgord démembré dès le XI^e siècle au profit de la vicomté de Limoges, qui engloba Nontron, Thiviers, Excideuil et Hautefort, où se trouvaient les champs de blé et les vignobles indispensables aux seigneuries du Limousin [178]. Au XIII^e siècle existent des seigneuries et des baronnies semi-indépendantes autour de Mareuil, de Ribérac, d'Hautefort, de Grignols, de Bourdeilles, de Bergerac, reflets possibles des clans gaulois. Des fragments de la région, tout en demeurant des diocèses de Périgueux ou de Sarlat, évoluèrent, au point de vue politique et administratif, vers les provinces voisines : au Nord-Ouest, les pays entre Tude et Nizonne, et même l'enclave de la Tour-Blanche, furent rattachés à la vicomté d'Angoulême ; les alentours de Bergerac s'orientèrent vers Bordeaux et jusqu'en 1790 ignorèrent le centre de la région. Sarlat constitua une sénéchaussée indépendante de celle de Périgueux [206]. Bref, d'étape en étape, le Périgord fut morcelé, et ses divisions, de plus en plus nombreuses, chevauchaient les unes sur les autres dans l'inextricable désordre judiciaire, administratif et fiscal qui caractérise l'Ancien Régime à la veille de sa chute. Seule l'organisation ecclésiastique maintenait le souvenir d'une province périgourdine de la Gaule romaine.

La réforme administrative de la Constituante, en substituant les départements aux anciennes provinces, allait redonner la vie au Périgord sous le nouveau nom de département de la Dordogne [242]. En 1790, Périgueux ayant été choisi comme chef-lieu, au détriment de Bergerac, placé trop à l'écart, le département s'inscrivit dans les limites approximatives des deux diocèses de Périgueux et de Sarlat, donc dans le cadre de l'ancienne cité gallo-romaine. S'il abandonnait à la Charente les collines boisées situées entre la Tude et la Nizonne, et au Lot-et-Garonne la plupart des localités au Sud du Dropt, il conservait les vieilles frontières

(a) En 484 l'évêque de Limoges ayant réclamé la paroisse de Jumilhac se heurta au refus de l'évêque de Périgueux qui eut gain de cause. (Dessalles, *Histoire du Périgord*.) [110].

de la cité gallo-romaine vers Vélines et Castillon; au Nord et à l'Est il empiétait largement sur le Limousin par l'annexion du Nontronnais, et sur le Causse il s'agrandissait par l'acquisition d'une dizaine de communes, entre autres Borrèze, Salignac et Ladornac. En ces deux points, les limites des sénéchaussées plutôt que celles des diocèses servirent de base à la répartition des territoires [62].

Un fait significatif se produisit d'ailleurs en 1792. Onze communes (a), qui avaient été rattachées sans consultation au département de la Corrèze, demandèrent et obtinrent de la Législative leur rattachement au département de la Dordogne. C'étaient, entre autres, Payzac, Sainte-Trie, Génis, Coubjours, qui se trouvent situées près de l'Auvézère et sur ses affluents et qui, par cela même, sont orientées pour leurs relations commerciales vers le centre du Périgord, au confluent de l'Isle et de l'Auvézère.

De même que le comté avait été divisé en seigneuries et en baronnies, rappelant les anciens clans, de même le département fut divisé en arrondissements correspondant en gros aux divers réseaux hydrographiques; l'arrondissement de Ribérac s'étendait sur les pays de la Dronne, celui de Périgueux sur ceux de l'Isle, celui de Sarlat sur ceux de la Vézère et de la Dordogne en amont de leur confluent, et celui de Bergerac sur les pays groupés autour de la Dordogne entre Limeuil et le coude du Fleix. Nontron régnait sur les vallées orientées vers l'Angoumois.

Depuis cent soixante ans, le département de la Dordogne a redonné au Périgord son unité administrative perdue sous les Carolingiens, et son unité religieuse détruite par Jean XXII en 1317. Il lui a rendu par cela même la conscience de son unité morale, et l'on se dit autour de Périgueux indifféremment habitant du Périgord ou du département de la Dordogne. Sans doute, du point de vue strictement géographique, le canton de Vélines au Sud-Ouest et les confins du Causse et du Limousin à l'Est et au Nord-Est ne sont-ils pas périgourdins. Mais ce sont des territoires de faible étendue. De sorte que dans une étude de la région on peut pratiquement les négliger en s'attachant indifféremment à la description du département de la Dordogne ou de l'ancienne province du Périgord.

§ IV. — LES PAYS PÉRIGOURDINS [179].

Si le Périgord a pu ainsi se survivre à travers les siècles, conserver le souvenir de son unité administrative et la conscience de son unité morale et économique, c'est à cause de la réunion, dans l'intérieur de ses frontières, par un réseau harmonieusement réparti de vallées convergentes, de cinq ou six petits pays aux ressources variées et complémentaires. La région périgourdine a pu vivre, comme nous le dirions aujourd'hui, dans une véritable autarcie. Elle a groupé, dans le cadre de ses frontières,

(a) Saint-Cyr, Savignac-Lédrier, Saint-Mémin, Sainte-Trie, Génis, Boisseuil, Le Dalou, Teillots, Coubjours, Payzac et Salagnac [242].

des pays différents les uns des autres, de petites cellules locales unies par des confluences de vallées, trop peu étendues et trop incomplètes pour demeurer isolées, mais susceptibles de créer, par leur association, une entité politique et sociale douée d'une vie autonome. Cette unité dans la diversité s'est sans doute traduite jadis par la réunion de quatre « clans » au sein de la cité gauloise, par la formation de quatre baronnies dans le comté du Périgord, et finalement par la création de cinq arrondissements, réduits maintenant à quatre. Des noms de pays, tirés de ceux des principales villes périgourdines, Bergeracois, Sarladais, Ribéracois, Nontronnais et Périgord Central, conservent toujours une valeur géographique indéniable.

On peut d'ailleurs préciser ces nuances du paysage périgourdin et montrer comment elles se complètent harmonieusement, en décrivant successivement les divers aspects de la région entre le Limousin et le Bordelais, et de la Saintonge aux Causses du Quercy. (Carte I, p. 4).

1° LE PÉRIGORD SEPTENTRIONAL.

Grâce aux vallées du Bandiat, de la Dronne, de la Cole, de l'Isle, de la Loue et de l'Auvézère, le Périgord empiète sur le Limousin méridional. Par leur constitution géologique, ces pays du Nontronnais et de Lanouaille appartiennent encore au Massif Central; mais par leur activité économique ils s'orientent vers Périgueux. Cependant, il s'agit là d'une région très différente du Périgord central. Elle se révèle au Nord-Est de Saint-Pardoux-la-Rivière, de Thiviers et d'Excideuil par de hautes croupes, au sommet presque plat, et séparées par d'étroites et profondes vallées. C'est un relief en creux qui domine autour de Jumilhac et de Miallet. Tandis que les plateaux, composés de schistes cristallins, de gneiss et de granite, atteignent 350 et 400 mètres d'altitude, les cours d'eau qui les traversent s'enfoncent jusqu'à moins de 150 mètres au-dessus du niveau de la mer. De là une topographie lourde, massive, avec des aspects montagnards dans le fond des vallées. (Photo IV.)

L'orientation vers l'Océan et l'altitude font régner sur ces confins du Limousin un climat rude et humide; les hivers sont plus neigeux qu'autour de Bergerac et de Périgueux (dix jours de neige par an, au lieu de trois à cinq), les matinées d'été restent fraîches. Les chutes de pluie dépassent 800 millimètres par an; les brouillards sont fréquents. Si l'on ajoute à cette humidité atmosphérique l'influence de sols argileux, imperméables et froids, on comprend mieux l'aspect verdoyant du paysage; les plaines et les bois recouvrent la plus grande partie de la région. Des fragments de grandes forêts, où dominent les châtaigniers, subsistent autour de Jumilhac. Les prés favorisent l'élevage des bovins. Toutefois, grâce à des améliorations récentes, les terres siliceuses sont devenues productrices de pommes de terre et de blé, mais la vigne et le noyer font défaut.

Le Périgord septentrional demeure toujours une région riche en lait et en viande de boucherie, produits qui sont rares dans les cantons du Périgord central. En revanche, le Nontronnais et les environs de Lanouaille n'ont ni vignes pour le vin, ni noyers pour l'huile, ni fruits

d'Aquitaine, si ce n'est la châtaigne, et jusqu'au début du ^{xx}^e siècle la récolte de blé fut insuffisante. Or, ces produits, qui font défaut au Périgord septentrional, ont assuré la richesse du Sarladais et du Bergeracois. On assistait donc autrefois, le long des cours d'eau et des chemins muletiers, à un important trafic de ces diverses denrées entre le Périgord septentrional et le Périgord central et méridional. Aujourd'hui, ce trafic, moins visible, n'a cependant pas cessé; il continue à s'effectuer dans les petits centres urbains qui bordent les plateaux limousins vers le Sud-Ouest : Nontron, Saint-Pardoux, Thiviers, Excideuil et Hautefort, dont les foires sont toujours actives.

2° LA DÉPRESSION DU LIAS.

Il existe, au pied du Massif Central, en bordure des terrains sédimentaires du Périgord, une série de petits bassins qui correspondent à la dépression périphérique qui borde le Morvan, ou bien au Val et au Boischot du Berry. La dénivellation est vigoureusement accusée au Nord de Saint-Pardoux et d'Excideuil par une chute de 150 à 200 mètres entre la surface des plateaux voisins et les larges vallées de la Dronne et de la Loue. Non seulement les terrains sédimentaires se sont effondrés au pied des failles bordières du Plateau Central, mais encore, étant donné la faible résistance des marnes toarciennes à l'érosion subaérienne, les cours d'eau ont déblayé de larges coupures conséquentes et subséquentes et créé ainsi des bassins qui s'échelonnent de Cherveix-Cubas sur l'Auvézère à Saint-Martial-de-Valette sur le Bandiat, en passant par Excideuil sur la Loue, Cognac sur l'Isle, Saint-Jean sur la Cole et Saint-Pardoux sur la Dronne. La réunion de ces petits bassins par des seuils peu élevés, où passent sans difficulté routes et voie ferrée, contribue à créer dans le paysage topographique l'esquisse accentuée d'une dépression subséquente. (Photo XVI.)

Grâce à l'altitude plus faible et à la nature calcaire du sous-sol, le climat de cette zone déprimée comporte des nuances plus méridionales que celui de Lanouaille et de Jumilhac; les températures moyennes annuelles sont plus élevées de 2 à 3 degrés, les pluies sont moins abondantes (600 millimètres au lieu de 800); la sécheresse et la luminosité de l'été ont un caractère méditerranéen. Sans doute, les marnes et les argiles du Lias donnent-elles des sols assez imperméables pour favoriser l'extension des prairies jusque sur les pentes des collines, de sorte que ces petits bassins sont plus verdoyants que les causses du voisinage; mais le sous-sol calcaire justifie la présence de la vigne et l'aspect florissant des noyers. Par contraste avec le Limousin voisin, froid et brumeux, les alentours d'Excideuil et de Saint-Pardoux-la-Rivière faisaient figure jadis de « bons pays ». Les échanges de produits étaient fréquents entre plateaux et vallées, et ainsi s'explique l'existence, dans chacune de ces petites conques ouvertes au débouché des gorges de l'Auvézère, de l'Isle et de la Dronne, de bourgsmarchés, réputés en Périgord pour l'importance des transactions qui s'y effectuent une ou deux fois par mois.

3° L'OUEST DU BASSIN DE BRIVE.

Par la vallée de l'Auvézère et celles de ses affluents, la Lourde et le Dalon, les influences périgourdines pénètrent dans la partie occidentale du Bassin de Brive, jusqu'à Segonzac, Coubjours et Villac. On pourrait encore parler ici de dépression périphérique si la structure n'était pas plus compliquée que dans les bassins d'Excideuil et de Cognac et s'il n'y avait pas, çà et là, des buttes de calcaire liasique situées sur les plus hauts sommets. (Photo XVIII.)

Le Bassin de Brive occidental est en effet composé de grès permien logés dans un « fossé » des terrains cristallins et encadrés au Nord par les granites de Monchabrol et au Sud par les arkoses de Châtres. L'érosion a attaqué vivement ces terrains primaires, tendres et rougeâtres, ne respectant çà et là que quelques plaques de calcaire du Lias qui couvrent les buttes de Badefols-d'Ans, de Coubjours et de Saint-Robert. Par suite de cette structure complexe, le relief est très varié et ne répond pas nettement à la notion de dépression subséquente.

Cependant, le climat y est plus doux, plus sec et plus ensoleillé que sur les hauteurs voisines du Limousin; la vigne et le noyer se mêlent aux bois de châtaigniers et aux landes de fougères. Mais c'est plutôt vers l'élevage que s'oriente aujourd'hui cette petite contrée périgourdine; les cultures maraîchères pour la production des primeurs, étant limitées aux larges vallées de la Vézère et de la Corrèze, de Terrasson à Brive et à Voutezac, n'intéressent pas l'économie périgourdine. Hautefort et Badefols-d'Ans, à la bordure du Périgord et du Bassin, demeurent toujours des centres de foires importantes où l'on échange les veaux et les porcelets du Limousin contre les produits du Périgord.

4° LE CAUSSE PÉRIGOURDIN.

Si les calcaires jurassiques, largement épanouis dans le Quercy et dans l'Angoumois, se réduisent à une étroite bande de terrain en Périgord, cette réduction comporte cependant une exception. Entre Thenon, Sarliac et Cognac, les sédiments du Bajocien, du Bathonien et du Séquanien prennent un certain développement et constituent un petit pays de trente kilomètres environ de longueur et de largeur. Les affleurements des calcaires compacts du Jurassique moyen introduisent ainsi un aspect particulier dans le paysage périgourdin. Ils se découpent en lourdes collines et en plateaux grisâtres, secs, couverts de pierrailles et séparés les uns des autres par d'étroits vallons secs et des « combes » en partie comblées d'argile de décalcification. Les dolines et les avens trouent çà et là la surface des causses et contribuent, avec les diaclases de la roche, à accentuer la sécheresse du sol. (Photo VII.)

Aussi, malgré 700 à 800 millimètres de pluie par an, le Causse périgourdin n'est-il couvert que d'une maigre végétation : garrissades, broussailles, landes à genièvres poussent au milieu des tas de pierre et contribuent à lui donner de loin une teinte blafarde semblable à celle des causses quercynols.

Sans doute les vallées de l'Isle et de l'Auvézère tracent-elles au milieu des collines âpres et décharnées des sillons de lumière et de vie facile; les noyers et les arbres fruitiers sont disséminés à travers les vignes et les champs de blé; on voit apparaître ici les premières parcelles de tabac et de maïs. Mais ce ne sont que d'étroites bandes de terrain fertile qui ne parviennent pas à cacher la pauvreté des pays du pourtour. Sauf sur quelques croupes couvertes de sable et d'argile de décalcification, la désolation règne sur les plateaux au Nord de Thenon et dans les vallées sèches au Sud de Cubjac. Jadis, la vigne assurait quelques revenus à ces âpres collines, mais le phylloxéra a tout détruit. On a tenté la culture de la truffe au pied des chênes. Après quelques résultats satisfaisants, les truffières donnent des signes d'épuisement. Le pays se dépeuple. Après avoir connu jadis la réputation d'un « fromental », le Causse périgourdin est devenu la région la plus déshéritée du département de la Dordogne. (Photo XXIII.)

5° LE RIBÉRACOIS.

Les collines qui encadrent les rives de la Dronne et de ses affluents méritent de porter le nom de Ribéraçois, car c'est non loin du site de Ribérac que viennent converger la Nizonne de l'Ouest et la Dronne de l'Est avec son faisceau d'affluents : la Cole, le Trincou et le Bouillidou. Ainsi, du Nontronnais à la Double et de la Saintonge aux forêts qui séparent Périgueux de Brantôme, dans un cadre de bois, s'étend une contrée nettement délimitée, qui fut le siège des baronnies de Mareuil et de Bourdeilles, héritières possibles d'un clan gaulois. Aujourd'hui, l'arrondissement de Ribérac maintient le souvenir de ces antiques divisions.

Ce vieux pays se distingue du reste du Périgord par sa faible altitude, qui dépasse rarement 200 mètres, par ses collines aux lignes adoucies, au profil de « down », et surtout par les affleurements fréquents des terrains crayeux du Campanien. Ces horizons du Crétacé supérieur donnent au paysage des teintes blanchâtres qui justifient sans doute l'appellation de *Périgord Blanc* donnée depuis le XVIII^e siècle à cette partie septentrionale de la région. (Photo XXVI.)

Soumis à un climat doux et humide, où les influences océaniques demeurent prépondérantes, le Ribéraçois, aux sols calcaires perméables, a suivi le sort de la Saintonge voisine. Il fut, avant 1880, un pays producteur de vin et d'eau-de-vie qui se vendaient en Limousin. Mais la crise du phylloxéra fut fatale aux vignobles de Bouteille et de Verteillac. Les vignes actuelles suffisent à peine à la consommation locale. Pour compenser cette perte, les habitants du pays se sont orientés vers l'élevage, et en particulier vers la production du lait pour les coopératives de la région, comme en Charente. De sorte que si jadis Bourdeilles et Brantôme orientaient leur trafic vers le Limousin, aujourd'hui, Mareuil et Verteillac s'inspirent plutôt de l'exemple de la Saintonge pour développer leurs ressources agricoles.

6° LE SARDALAIS.

A l'opposé du Ribéracois, le Sarladais constitue, au Sud-Est du Périgord, une contrée qui gravite autour des vallées de la Vézère et de la Dordogne, en amont du confluent de Limeuil. L'altitude s'y élève jusqu'à 300 et 350 mètres et, comme les cours d'eau s'y encaissent à moins de 100 mètres au-dessus du niveau de la mer, le paysage topographique est caractérisé par d'énormes collines aux pentes vives, souvent bordées d'escarpements calcaires, comme aux Eyzies, à Beynac et à Domme. Les sommets arrondis, émoussés, couverts de dépôts résiduels, sont enveloppés de bois de chênes, de taillis de châtaigniers et de forêts de pins. L'aspect général est triste, sombre et austère et explique probablement le nom de *Périgord Noir* donné depuis deux siècles à la région du Sarladais. (Photo VIII.)

Cependant le pays ne manque pas de variété. Aux collines boisées de Villefranche-de-Belvès et de Tamniès, s'opposent les croupes sèches de Daglan et d'Eyvignes. Avant la crise du phylloxéra, la vigne couvrait de vastes étendues sur les pentes des collines calcaires, et les vins de Domme avaient la réputation de ceux du Lot. Mais le vignoble n'a pas été reconstitué; les villages ont perdu la moitié de leurs habitants et l'intérieur du Sarladais est parfois aussi désolé que les plateaux du Causse voisin.

En revanche, les vallées de la Vézère et de la Dordogne opposent leurs plantureuses cultures aux stériles pelouses des collines voisines. On aperçoit déjà, dans ces sillons de climat méridional, des aspects de campagne provençale ou toscane. Les rangs de vigne s'écartent pour laisser pousser les hautes tiges de maïs qui servent de support aux haricots grimpants; des pruniers jalonnent les vignobles, tandis que les noyers étalent leurs feuillages sur les champs de blé et de tabac; les cerisiers et les pêcheurs se rangent en vergers sur les premières pentes, et des prairies plantées de peupliers bordent les rives des cours d'eau. Les fermes, groupées en hameaux ou dispersées à travers champs, traduisent, par leur nombre et leurs toitures neuves, la prospérité régnante.

Il n'est pas jusqu'aux rochers escarpés de Domme, de Beynac et des Eyzies qui ne soient maintenant une source de richesse pour les vallées de la Dordogne et de la Vézère; les sites pittoresques qu'ils créent autour des eaux claires et vives, les abris sous roches qu'ils offraient jadis aux premiers habitants de la région sarladaise, attirent aujourd'hui les touristes, les peintres et les savants de la Préhistoire. Malheureusement, ces calcaires en encorbellement gênent la circulation le long des vallées; routes et voies ferrées ont dû parfois s'écarter des deux principales rivières. Sarlat, situé dans un bassin fertile, mais d'accès difficile, souffre de cette situation médiocre, loin des grandes voies de communication.

7° LA DOUBLE ET LE LANDAIS.

A l'Ouest du Périgord apparaissent progressivement deux petites régions très originales, quoique de faible étendue : c'est, de part et d'au-

tre de la vallée de la Dronne, la Double au Nord et le Landais au Sud. Les sables et les argiles qui recouvrent les sommets des collines périgourdines annoncent, loin vers l'Est, ces contrées de bois et d'étangs. Mais elles ne débuteut vraiment qu'à l'Ouest de la Beauronne et du Salembre, au Nord de Mussidan, et du ruisseau de Maurens, au Nord de Bergerac. Vers la Saintonge, la Double périgourdine s'interrompt à la vallée de la Dronne et, vers le Bordelais, le Landais se termine au pied des buttes de calcaire à Astéries qui annoncent les terrains tertiaires du Libournais, à Ponchapt, à Saint-Méard-de-Gurçon et à Villefranche-de-Longchapt (Photo III.)

Ces deux pays doivent leur originalité à l'accumulation de sables et d'argiles oligocènes dans une dépression du substratum crétacé; leur structure rappelle ainsi celle de la Brenne ou de la Sologne. Ce sont également, autour d'Echourgnac et de Saint-Georges-de-Blancaneix, des paysages analogues à ceux du pourtour du Berry. D'innombrables petites collines aux contours adoucis se découpent dans les terrains tendres; elles moutonnent à perte de vue sous un épais manteau de bois où dominant maintenant les pins. Ça et là, elles encadrent de leurs pentes verdoyantes un étang aux eaux noires qui s'écoule, par un ruisseau torrentiel et dans une vallée étroite, jusqu'à la Dronne ou à la Rizonne.

Pays de bois, la Double est devenue également un pays de prés. Plus propice à l'herbe qu'aux céréales, elle s'oriente, comme la Saintonge et le Ribéracois tout proches, vers l'élevage du gros bétail, vers la production du lait et de ses dérivés. Les fromages de la Trappe-de-Bonne-Espérance rivalisent avec le « Port-Salut ». (Photo XXXVIII et [177].)

Au Sud de la vallée de l'Isle, le Landais a subi l'influence de Bergerac, de Sainte-Foy-la-Grande et même de Libourne en se couvrant ça et là de quelques beaux vignobles, aux dépens de la forêt. Les alentours de Bosset, de Monfaucon et de Saint-Sauveur-la-Lande font figure de clairière au milieu des taillis. Mais dans le Landais, comme dans la Double, il suffit de s'écarter tant soit peu des centres habités pour retrouver les solitudes de la sylvie primitive, au sein des bois, des fougères et des landes, près des « nauves » où poussent les jones et où pullulent les oies et les canards sauvages.

8° LE BERGERACOIS.

A quelques kilomètres au Sud du Landais s'ouvre la large vallée de la Dordogne, aux terrasses étagées et bordées, sur la rive gauche, par les coteaux de Verdon et de Monbazillac. La densité des villages et des fermes, les innombrables rangées de ceps alignés sur les pentes des collines révèlent un pays riche, façonné par des siècles de labeur humain.

C'est le même paysage, profondément humanisé, qui se déroule jusqu'à la vallée du Dropt et vers Beaumont et Monpazier. Les gens de la contrée se plaisent à y voir le prolongement de l'Agenais. Il s'agit cependant d'un Agenais moins plantureux que celui des rives de la Garonne. Les buttes et les côtes, découpées dans les calcaires et les mollasses oligocènes, sont finement ciselées par l'érosion différentielle; mais sur

leurs pentes affleurent trop souvent des horizons blanchâtres de craie et de grès trop perméables ou trop riches en carbonate de chaux. Les « tertres blancs » d'Issigeac n'ont pas bonne réputation au delà du Dropt.

Cependant, le climat est doux, tout imprégné d'influences océaniques; les sols sont de nature variée; les formes du relief se modifient en quelques centaines de mètres, et tout cela offre de nombreuses possibilités à l'initiative humaine. Si, en quelques endroits, règnent sans partage les bois de chênes et les landes à genièvres, à proximité se trouvent les bonnes terres à blé de Faux et de Singleyrac, les vignobles de Sigoulès et de Razac. Près d'Eymet, l'élevage pour la production du lait a pris de l'extension. Les arbres fruitiers, et particulièrement les pruniers, se dispersent en taches sombres à travers les champs, ou bien se groupent en vergers près des fermes. C'est, malgré tout, un pays qui évoque plutôt le Bordelais et l'Agenais que le Périgord Noir.

Mais il est maintenant dans l'orbite des régions périgourdines par les vallées qui l'orientent vers Bergerac. La vieille cité s'est élevée aussi près que possible du confluent de la Vézère et de la Dordogne, comme Périgueux par rapport à l'Isle et à l'Auvézère. Malheureusement, en aval de Limeuil il n'y avait pas de site favorable à une agglomération urbaine avant Mauzac et Lalinde. Mais en ces points les relations vers le Sud et le Nord sont rendues difficiles par la présence de collines parallèles à la vallée, tandis qu'autour de Bergerac confluent toute une série de petits cours d'eau qui permettent d'atteindre aisément le Dropt vers le Sud et l'Isle vers le Nord. En outre, le site de Bergerac se trouve placé au contact du Périgord et des pays du Bordelais, entre deux régions aux ressources très différentes et complémentaires. Une terrasse, bordée par la Dordogne et située au-dessus des inondations, a servi de base à la cité. Bergerac est né et s'est développé au centre de toutes ces conditions physiques favorables à la vie humaine, au milieu d'une riche plaine, la plus vaste du Périgord, où poussent sans arrêt les opulentes cultures du Bassin Aquitain.

Mais Bergerac demeure néanmoins une ville de contact et non une cité centrale susceptible de servir de chef-lieu à une importante unité administrative. Aussi a-t-elle dû laisser à Périgueux, à plusieurs reprises, le rôle de capitale du Périgord.

9° LE PÉRIGORD CENTRAL.

Il est difficile de définir le Périgord central, sinon par opposition aux régions voisines et par la présence en son sein de la ville la plus importante de la région. Ainsi, on peut l'étendre vers l'Ouest jusqu'à la Double, vers le Sud jusqu'à la ligne de séparation des eaux entre l'Isle et la Dordogne. Vers l'Est et le Nord, il est limité par le Causse périgourdin et les collines qui séparent la vallée de la Dronne de celle de l'Isle.

Le Périgord central comprend donc seulement les pays de Vergt et de Périgueux, ce qui ne représente qu'une faible étendue de territoire, mais c'est suffisant pour lui assurer un rôle prépondérant, car c'est un nœud de vallées et de routes. Ce n'est pas la richesse du sol qui a permis

à cette contrée de tenir la première place en Périgord. Les collines de calcaire crétacé ont leurs sommets couverts de forêts de chênes, de pins et de châtaigniers; leurs pentes ne portent guère que des pâis à moutons; les prés, limités aux vallons, sont rares.

Sans doute, au milieu de cette forêt, l'homme a-t-il créé des clairières autour des villages; chacune d'elles constitue, avec ses terroirs de fermes et de hameaux, un bloc plus ou moins compact de champs, de vignes et de prés entourés de bois ou bordés de landes. Les habitants vivent chichement dans des chaumières isolées au creux d'un vallon ou groupées sur une petite croupe. Ils tirent parti des arbres aussi bien que des bruyères, des prés comme des landes à genièvres, des champs et des vignes, pour avoir dans leurs petites exploitations agricoles tout ce qui est nécessaire à l'existence d'une famille. Ainsi s'explique en partie la polyculture qui domine au centre du Périgord.

Toutefois, malgré beaucoup d'efforts, le Périgourdin ne retire qu'un maigre bénéfice de ces ressources si variées. Jadis, il les complétait avec des industries locales : tissage, forges de la Crempse, moulins à blé et à chanvre, et il y ajoutait des négoce comme le trafic des bois, des bestiaux, des vins ou des céréales. Mais les industries rurales ont disparu. Seul le goût du commerce a persisté. Aussi les marchés de Vergt, le vendredi, et de Périgueux, le mercredi, sont-ils toujours très animés. Les grandes foires annuelles mobilisent à plusieurs lieues à la ronde la population de la contrée.

En particulier, la foire de la Saint-Mémoire, à Périgueux, conserve un attrait incroyable sur les habitants des cantons de Vergt, de Ladouze et de Saint-Astier. On y vient de très loin en carriole, à bicyclette, par les autobus et même à pied. Ce prestige est un des reflets du rôle que joue depuis des millénaires le chef-lieu de l'actuel département de la Dordogne. Si les sols des alentours de Périgueux sont en général médiocres, la situation de la ville est particulièrement heureuse pour lui permettre d'étendre son influence sur les divers pays périgourdins. Son site est déterminé par un étranglement de la vallée de l'Isle en aval du confluent de l'Auvézère; ensuite s'étale une large ouverture de Saint-Astier à Neuvic et à Mussidan, vers les bas pays du Libournais.

Aussi, dès les premiers siècles de l'histoire, voit-on Vésone, l'ancêtre de Périgueux, bâtie auprès de l'Isle, assumer le rôle de capitale des Petrocorii, dont elle allait prendre le nom. Au moyen âge, la ville se retrancha sur le Puy-Saint-Front; mais depuis un siècle son développement rapide lui a permis de grouper en un tout la cité d'origine gallo-romaine et le vieux Périgueux médiéval. La ville compte maintenant près de 50.000 habitants et a sérieusement distancé Bergerac, qui l'égalait en 1789.

De sorte que, sans contestation possible, Périgueux peut prétendre au rôle de capitale pour tous ces petits pays qui se répartissent autour d'elle et que réunissent des réseaux harmonieusement disposés de vallées et de cours d'eau. Ces régions, dont quelques-unes sont très restreintes, ont favorisé cependant la formation et la persistance du Périgord à travers les âges, car chacune d'elles apporte son lot à la prospérité commune.

Des échanges se sont toujours effectués entre les pays du vin et du blé et ceux des bois et de l'élevage, entre la Double et le Ribéracois, entre le Sarladais et le Bergeracois. De ces échanges de produits est née la conscience d'une solidarité matérielle entre les anciens clans gaulois, et de cette solidarité est né également le sentiment d'une unité provinciale que les siècles et les relations plus aisées des temps modernes ont à peine atténué. Ainsi, comme le Beauvaisis, le Quercy et le Berry, le Périgord doit son unité et son originalité à la réunion de quelques petits pays qui, isolés, ne pouvaient se suffire, mais dont l'association a créé un groupement autonome de bourgades et de campagnes susceptibles de vivre jadis en économie quasi fermée.

§ V. — L'ÉTUDE DU MILIEU GÉOGRAPHIQUE PÉRIGOURDIN

Aussi a-t-il paru intéressant de consacrer une monographie de géographie locale au Périgord. Sans doute doit-il être considéré comme une région historique, mais il est pourvu également d'une solide base géographique qui mérite l'attention. On avait donc cru d'abord qu'une étude détaillée de tous les aspects du paysage périgourdin était possible et souhaitable. Comme les plaines du Bas-Rhône et divers massifs des Alpes, comme la Champagne, la Picardie ou le Bas-Maine, le Périgord aurait été à son tour l'objet de recherches portant sur tous les aspects du milieu physique et de la vie humaine. Successivement, on aurait essayé de décrire et d'expliquer la topographie, le climat, l'hydrologie et le tapis végétal des divers pays périgourdins. Puis on aurait abordé le peuplement de la région, sa mise en valeur agricole et industrielle, ce qui aurait soulevé des problèmes de structure agraire, d'habitat rural, de ressources complémentaires. Enfin, la vie de relations, les échanges et les agglomérations urbaines auraient donné lieu à des chapitres particuliers.

Sans doute, chacune de ces questions n'offre-t-elle pas en Périgord l'ampleur et la variété qu'elle pourrait présenter dans une région plus vigoureusement marquée par la nature : chaîne de montagnes, massifs, bordures de désert ou pays tropicaux. Cependant, l'ensemble des problèmes géographiques périgourdins permettait de tenter une synthèse digne d'intérêt, et même quelques éléments du paysage se présentaient sous un jour très original. Ainsi, en ce qui concerne la géographie botanique, le Périgord réunit sur son territoire toute une variété de plantes qui trouvent là leur limite méridionale ou septentrionale, occidentale ou orientale. L'érable de Montpellier et la lavande à larges feuilles s'arrêtent vers le Nord aux coteaux calcaires du Sarladais; par contre, au milieu de ces plantes issues des régions méditerranéennes, apparaissent au Claud, près de Salignac, des stations du hêtre. *L'ulex nanus*, qui abonde dans les sous-bois de la Double et du Ribéracois, ne dépasse pas, ainsi que le chêne tauzin, la longitude de Périgueux. On pourrait multiplier les exemples de végétaux qui, issus de régions très lointaines et opposées par le climat, ont fini par se rencontrer en Périgord et y trouver une limite à leur aire d'extension. Une carte traduirait aisément les données

de ces recherches botaniques, auxquelles il faudrait naturellement consacrer beaucoup de temps, car rien de précis n'a encore été tenté dans ce domaine-là.

De même, le peuplement du Périgord pose des problèmes d'un très grand intérêt et dont on n'a pas encore trouvé la solution. Comme pour les plantes, la région périgourdine a été un lieu de rencontre pour les tribus de la Préhistoire; des hommes de civilisations différentes sont venus s'établir en même temps sur les rives de la Vézère, de la Dronne et de la Dordogne. On dispose d'une abondante documentation archéologique, géologique et stratigraphique, et cependant rien, ou presque rien, n'a encore été fait pour traiter ces questions d'un point de vue géographique [125].

En outre, sur la carte des dialectes romans, le Périgord est à la limite occidentale de la langue d'oc, et il est divisé entre deux nuances de patois méridionaux, l'un issu du Limousin avec ses *ch* et ses noms terminés en *a*, le second venu de Provence par le Lauragais et l'Albigeois avec ses *c* durs et ses noms terminés en *o*. Une frontière linguistique coupe ainsi le Périgord en deux. D'un village à l'autre, sur moins de 500 mètres, l'accent, les mots mêmes se modifient; ici on dit *aï tolan*, et là *aï fomé*, pour traduire « j'ai faim ». Pourquoi ces différences, et pourquoi ces limites si précises qui n'ont pas varié depuis des siècles? La géographie permettrait peut-être de résoudre ces énigmes; la recherche d'une solution en serait tout au moins passionnante [156].

On pourrait encore citer, parmi tant d'autres problèmes, la répartition des toits et des formes architecturales des maisons périgourdines. On distingue en effet, d'une manière très nette, deux grands types d'habitation mis en évidence par M. A. Dauzat dans son étude sur *Le Village et le paysan de France*. La maison, dite romaine ou latine, domine au Sud de la Dordogne et à l'Ouest du Périgord, jusqu'à une ligne qui part de Bergerac, passe par Cendrieux, Saint-Pierre-de-Chignac, et atteint Sorges et Jumilhac. Vers l'Est, au contraire, c'est la maison gauloise à haute toiture de tuiles plates qui sert de modèle à toutes les constructions. Il semble que les vallées orientées vers l'Ouest aient favorisé l'expansion de la maison latine vers l'Est; les vallées de la Crempse et du Vern en offrent des témoignages irrécusables. Mais un grand nombre de questions de détail restent encore à résoudre pour aboutir à une explication satisfaisante.

On aperçoit ainsi les difficultés de la mise au point d'une monographie du Périgord. Faute d'études de première main, il faudrait se consacrer à des travaux de géologie, de météorologie, de botanique ou de préhistoire. On a, certes, entrepris un pareil travail, mais les résultats obtenus, quoique d'un grand intérêt, demanderaient une telle longueur de temps pour une élaboration convenable que l'on pourrait craindre de ne jamais aboutir. Cette crainte est d'autant plus justifiée que, même si l'on parvenait à grouper sur chaque aspect géographique du paysage périgourdin un assez grand nombre de précisions originales, il faudrait encore en réaliser la synthèse, faire œuvre de géographe après avoir effectué des recherches d'hydrologie, d'habitat rural, de structure géolo-

gique et de relations économiques. Bref, dans une telle région, encore si dépourvue de travaux scientifiques récents, il faut choisir, semble-t-il, si l'on veut rédiger une monographie générale, entre une vue d'ensemble rapide, mais superficielle, et une étude approfondie, mais interminable.

Aussi a-t-on préféré, pour obtenir des résultats qui, dans un laps de temps assez court, permettent d'aboutir cependant à des conclusions précises, limiter le champ des investigations à deux séries de problèmes d'un intérêt tout particulier en Périgord : d'une part les formes diverses du relief cyclique et structural, et de l'autre la structure agraire.

Tandis que l'étude de la structure agraire a été réservée pour une thèse complémentaire, la morphologie périgourdine, qui fait l'objet de la thèse principale, offre, pour deux raisons, de vastes possibilités d'analyse et de synthèse topographiques :

1° Entre les plateaux du Limousin et les collines de l'Agenais, le Périgord groupe, comme on l'a déjà signalé, mieux que n'importe quelle autre région située au pourtour du Massif Central, les divers terrains d'une couverture sédimentaire de socle hercynien. Tandis que dans le Berry et le Nivernais les terrains secondaires seuls s'appuient sur le substratum cristallin, et qu'en Albigeois les dépôts tertiaires atteignent l'ancien horst sans l'intermédiaire du Crétacé et du Jurassique, en Périgord la structure est telle qu'en moins de soixante kilomètres elle fait affleurer toute la gamme des sédiments qui se sont accumulés, de la fin de l'ère primaire au début du Miocène, sur la bordure occidentale du Massif Central.

Ainsi, le relief périgourdin permet d'envisager des problèmes morphologiques très variés, qui dépassent sensiblement le cadre local et s'étendent aux diverses régions situées au Nord de la Garonne, qu'elles soient constituées par les formations sédimentaires du Permo-Carboniférien, du Trias, du Lias, du Jurassique et du Crétacé, ou par les dépôts infiniment variés des différents étages de l'Eocène et de l'Oligocène.

2° En outre, le sujet a paru d'un intérêt d'autant plus général que, par suite de travaux antérieurs, le Périgord se trouve encadré par des pays dont le relief a été particulièrement bien décrit et expliqué par des géographes et des géologues éminents (A. Demangeon, MM. Baulig, Meynier, Clozier, Perpillou, Papy, Guillien, Chaput, A. Fabre). On a pu ainsi, comme on le verra plus loin, tenter la coordination de nombreuses recherches, et aboutir, de part et d'autre de la région périgourdine, à des vues d'ensemble sur la morphologie du Bassin Aquitain septentrional.

LA MORPHOLOGIE DU PÉRIGORD

Préambule :

DESCRIPTION DU RELIEF

§ I. — VUE D'ENSEMBLE. (Carte I.)

Une rapide traversée du Périgord laisse une certaine impression de monotonie. Que l'on parcoure le pays par la route ou par la voie ferrée, de Thiviers à Belvès, ou de Sarlat à Bergerac, on voit se succéder indéfiniment des collines couvertes de bois et des vallons jalonnés de prés et de champs. La région paraît âpre et triste sous son manteau de chênes, de pins et de châtaigniers. (Photo XV.)

Si l'on quitte les chemins battus pour escalader quelque haute colline afin de découvrir de plus vastes paysages, l'impression de monotonie paraît se confirmer et même s'accroître. Que ce soit du Signal de Clermont-d'Excideuil, d'où l'on aperçoit à quarante kilomètres à la ronde, ou bien des tours du château de Biron, d'où l'on découvre à la fois le Périgord et l'Agenais, c'est toujours le même fouillis de coteaux et de « combes » (a), en partie noyés sous les bois, parsemés de rares clairières où la tache rouge des labours, la fumée bleue d'une ferme révèlent seules la présence d'une vie humaine. Au premier plan, des vallons sombres s'insinuent au milieu des arbres et des broussailles. Du fond des thalwegs, les pentes s'élèvent et se rejoignent sur des croupes régulières, d'altitude sensiblement égales. A mesure que le regard se porte vers le lointain, les collines semblent se cacher les unes derrière les autres, leurs détails s'estompent, et elles se terminent au ras du ciel par une ligne horizontale vers laquelle tendent les sinuosités des sommets les plus éloignés. Tout le paysage paraît ainsi se niveler sous une seule surface plane. (Photos V, IX, X.)

(a) En dialecte périgourdin, la « combe » désigne un vallon sec et généralement cultivé. (Photo XXVII.)

Sans doute quelques accidents majeurs attirent-ils ça et là l'attention. Au Nord-Est, du haut du Signal de Clermont-d'Excideuil, on distingue, par temps clair, les trois sommets arrondis des hauteurs de Courbefy et de la Forêt des Cars, qui dépassent d'une centaine de mètres la ligne d'horizon. Sur ces confins septentrionaux, où le Périgord pénètre dans le Massif Central, l'altitude atteint plus de 500 mètres (551 mètres aux ruines de Courbefy, 546 mètres près des Cars, 528 mètres à l'Ouest de Saint-Nicolas). (Photo I.)

Par contre, du haut du château de Biron, ou bien du sommet du Donon, près du Bugue, on devine, du côté du couchant, les larges trouées creusées dans la masse des collines périgourdines par la Dronne, l'Isle, la Dordogne et le Dropt. L'altitude n'est plus ici que de 10 à 20 mètres au-dessus du niveau de la mer. De sorte que les collines et les vallées du Périgord s'étagent des confins du Limousin aux plaines du Bordelais, sur une dénivellation d'environ 500 mètres.

Toutefois, malgré cette différence d'altitude entre les limites septentrionales et méridionales de la région, les surfaces planes, se rejoignant dans le lointain, demeurent l'élément essentiel des panoramas périgourdins. Les horizons fuyants, aux lignes à peine sinueuses, que note M. Clozier dans la description des Causses du Quercy [84] et que M. Perpillon signale également dans son étude du Limousin [212], s'inscrivent entre ciel et terre avec autant de netteté autour de Périgueux et de Sarlat que dans les régions avoisinantes, et paraissent, à premier examen, ne laisser place ni au pittoresque, ni à la variété.

§ II. — LES DÉTAILS

Cependant, l'impression de monotonie s'atténue si l'on pénètre dans les détails du relief. Quand on parcourt à petites étapes les vallées et les collines, les « combes » et les plateaux du Périgord, on relève ça et là des contrastes plus vigoureux qu'une vue superficielle du paysage ne le laisserait supposer. Les croupes blanchâtres et arrondies des environs de Ribérac s'opposent aux coteaux rocailleux et escarpés du Sarladais. Le Périgord Blanc, au Nord de Périgueux, et le Périgord Noir, au Sud de la Vézère, correspondent à une évidente réalité; ils constituent déjà un premier élément de diversité.

On est également frappé par le contraste entre les grandes vallées et les innombrables collines qui les séparent, entre les longues et larges coupures tracées par la Dordogne, la Vézère, l'Isle et la Dronne, et le moutonnement des croupes qui isolent les cours d'eau. Les premières, avec leurs terrasses horizontales, leurs plaines de méandre doucement inclinées vers l'aval, sont faciles à parcourir, et l'activité humaine peut s'y épanouir librement. Les secondes sont d'accès plus difficile: routes et chemins y pénètrent par d'étroits vallons, en s'accrochant à des pentes raides; les voies ferrées ne les traversent que par des séries de rampes, de viaducs et de tunnels. Cette opposition des vallées et des collines, qui frappe si fortement le touriste ou le géographe, doit être considérée elle

aussi comme un élément majeur de la topographie périgourdine, et il convient dès maintenant d'en préciser les traits essentiels :

a) *Le dessin des vallées*

Dans les vallées se succèdent, de l'aval vers l'amont, des paysages très finement nuancés. Rectilignes et d'une ampleur grandiose aux environs de Ribérac, de Montpon et de Bergerac, les vallées de la Dronne, de l'Isle et de la Dordogne deviennent étroites et sinueuses en amont de Tocane, de Périgueux et de Mauzac. Au pied de Bourdeilles, de Savignac-les-Eglises, des Eyzies et de Beynac, les eaux claires de ces rivières frôlent des escarpements grisâtres ou bien dessinent d'harmonieux méandres autour de plaines basses, déployées en éventail. (Photos IX et XXX.) Plus en amont encore, les cours d'eau périgourdins s'encaissent en d'étroites gorges, dans les plateaux de Jumilhac et de Lanouaille. (Photo V.)

Les versants de ces vallées changent fréquemment d'aspect. Tantôt ils dessinent sur le ciel des profils convexes de « downs », tantôt leur pente s'accroît et s'évide en un demi-cercle dans les « cingles » de Mauzac, sur la Dordogne, de Cubjac et du Change, sur l'Auvézère. Au près de Domme, du Moustier et de Brantôme, des rochers aux teintes grises ou dorées se dressent, semblables à des ruines, au-dessus des cours d'eau. Ou bien, dans la vallée du Dropt, des corniches, d'une dizaine de mètres de hauteur, courent à flanc de coteau, au-dessus de pentes plus douces. Enfin, dans la région de Lanouaille et de Jumilhac, les versants s'inclinent presque verticalement, se rapprochent et donnent de profonds thalwegs où pénètre difficilement la lumière du soleil.

b) *Collines et plateaux*

Entre les grandes vallées s'interposent des collines et des vallons où la monotonie d'ensemble voile beaucoup de détails pittoresques. En les parcourant lentement, on peut distinguer cinq ou six formes de relief :

1° Les plates-formes calcaires, âpres et sèches, de Thenon, de Montagnac-d'Auberoche et de Coulaures (photo VII) ;

2° Les coteaux boisés, aux pentes adoucies par des éboulis, entre l'Isle et la Dronne, au Nord de Périgueux, et entre la Dordogne et la Vézère, autour de Sarlat (photo VIII) ;

3° Les plateaux massifs, aux courbes surbaissées, du Nontronnais et de Lanouaille (photo IV) ;

4° Les molles ondulations de la Double, au Nord de Montpon, et du Landais, entre la Dordogne et l'Isle (photo XXXVIII) ;

5° Les petites collines d'Issigeac, délicatement découpées par d'innombrables vallons, entre Bergerac et Eymet (photo XLII) ;

6° Enfin, les profonds ravins grisâtres de Rouffignac, près des Eyzies, et de Salignac, près du Quercy (photo XXI).

Ainsi, une variété de formes et de paysages, plus grande qu'on ne le croirait à première vue, règne parmi les vallées et les collines du Périgord. Aux méandres de l'Isle à Bourdeilles s'opposent les gorges de

l'Auvézère à Genis, aux croupes surbaissées du Limousin méridional les causses décharnés du Sarladais; les ondulations mal dessinées de la Double n'ont rien de commun avec les curieuses corniches du Bergeracois, et le plateau boisé de la Bessède, au Sud de Cadouin, avec ses surfaces tabulaires, paraît une anomalie au milieu des sommets arrondis qui l'entourent.

CONCLUSION.

De cette description du relief périgourdin ressort en définitive un contraste vigoureux entre la variété des détails et la monotonie de l'ensemble. Autant les versants des vallées dessinent sur le ciel des lignes aux formes diverses, autant se fondent en une seule masse les croupes des collines qui s'étirent dans le lointain.

Cette opposition si nette est le reflet de deux influences morphologiques, car le relief du Périgord procède d'une double origine. Par ses surfaces planes et ses lignes horizontales, qui s'étagent progressivement les unes au-dessus des autres, des premiers plans au fin fond du paysage, il révèle l'œuvre d'une érosion cyclique, usant, en fonction de niveaux de base plus ou moins éloignés et dont l'altitude s'est modifiée dans le temps, les aspérités de l'écorce terrestre. Par ses détails variés, par ses escarpements et ses corniches, par ses plateaux et ses « tertres », par ses vallées sinueuses ou rectilignes, amples ou étroites, il apparaît comme le reflet de la résistance à l'érosion des roches qui le composent, comme la traduction d'influences structurales d'une infinie diversité. Ces deux formes de relief ne sont d'ailleurs pas indépendantes l'une de l'autre : ce sont les mêmes vagues d'érosion, déclenchées par un abaissement du niveau de base ou par un soulèvement épéirogénique du bloc continental, qui ont façonné les surfaces d'érosion et sculpté les ruptures de pente des versants. Pendant les périodes de stabilité, les formes cycliques l'emportaient sur les formes structurales, qui étaient atténuées ou détruites par les actions chimiques et le ruissellement; pendant les périodes d'instabilité, le creusement linéaire des cours d'eau reprenait de la vigueur, et, selon leur nature, les terrains cédaient ou résistaient, pour donner une topographie mouvementée.

La morphologie du Périgord comporte donc l'étude de deux séries de formes topographiques : les unes d'origine cyclique, les autres d'origine structurale. Pour en saisir toute la complexité, et pour plus de clarté, il a paru préférable de les étudier séparément, sans négliger toutefois leur interdépendance. Il convient donc d'analyser, avec le relief cyclique, la tectonique de la région et, avec le relief structural, la nature physique et chimique des sédiments qui composent le sous-sol du pays. Description et explication du relief périgourdin comprennent par conséquent deux parties : l'une consacrée aux influences de l'érosion cyclique, l'autre aux réactions des roches devant les attaques de l'érosion différentielle.

PREMIÈRE PARTIE

TECTONIQUE ET RELIEF CYCLIQUE DU PÉRIGORD

CHAPITRE PREMIER

PROBLÈMES MORPHOLOGIQUES ET PROCÉDÉS D'ANALYSE

§ I. — RÉALITÉ D'UN RELIEF CYCLIQUE PÉRIGOURDIN

Sans doute l'examen d'un paysage périgourdin permet-il d'apercevoir des surfaces planes, des crêtes faiblement ondulées et des horizons presque rectilignes. Mais peut-on attribuer ces formes de relief à l'œuvre de l'érosion cyclique? Ne commet-on pas d'erreur et n'est-on pas tenté de confondre des surfaces pénéplanées et des surfaces structurales? Ainsi se trouve posé, dès le début de cette étude, le problème de la réalité d'un relief cyclique en Périgord. Pour le résoudre, on peut, à l'aide des méthodes employées dans les ouvrages de MM. Baulig [33] et Cholley [75], apporter des preuves morphologiques, tectoniques et structurales.

1° PREUVES MORPHOLOGIQUES.

Si l'on effectue à travers le Périgord, du Nord-Est au Sud-Ouest, une coupe topographique et géologique, on constate que le pendage des strates sédimentaires est plus accentué que l'inclinaison générale du relief vers l'Agenais et le Bordelais. Des exemples limités à des surfaces restreintes permettent d'aboutir d'une manière plus précise à la même conclusion.

Un profil géologique de Sarrazac à Ligneux, au Sud-Ouest de Thiviers, coupe une série de terrains très variés qui n'affleurent que par leur tranche à la surface du sol (fig. 1, 2 et 3). Ce sont d'abord les schistes cris-

	Granites.		Carboniférien.		Rhétien.		Rauracien.		Coniacien.
	Granulites.		Grès à Walchia.		Hellangien.		Séquanien.		Santonien.
	Gneiss		Grès rouges inf ^{rs} .		Sinémurien.		Virgulien.		Campanien.
	Leptynites.		Calc. de St-Antoine.		Charmouthien.		Portlandien.		Maestrichtien.
	Schistes cristallins.		Grès de Louignac.		Toarcien.		Cénomannien.		Sidérolithique.
	Micaschistes.		Grès rouges de Brive.		Bajocien.		Ligérien.		Sables du Périgord.
	Serpentine.		Trias.		Bathonien.		Angoumien.		Sables pliocènes.
					Callovien, Oxf.		Provencien.		

Fig. 1. — LÉGENDE POUR LES COUPES GÉOLOGIQUES,
valable pour les figures 3 à 12, 14 à 24, 25 à 27, 52 et 53, 56 à 60 et 63.

tallins de Dussac, puis les sédiments du Lias à travers lesquels surgissent des bancs de granite; enfin, après Corgnac, apparaissent les divers étages du Jurassique supérieur et du Crétacé moyen. Tous ces terrains s'enfoncent rapidement vers le Sud-Ouest et ne constituent la surface du sol que sur

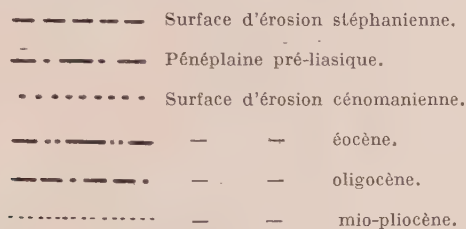


Fig. 2. — LÉGENDE POUR LES SURFACES D'ÉROSION,
valable pour les figures 3 à 12, 14 à 31 et 46.

deux ou trois kilomètres de largeur chacun. Leur apparition n'entraîne pas d'accident notable dans le relief, car les influences structurales ne jouent pas ici un rôle important. Par contre, si l'on joint par une ligne droite le point coté 322 auprès de Sarrazac et celui qui porte la cote 227 au Nord-Est de Ligneux, on constate que cette ligne effleure la plupart des sommets de la région. Si on la déplace vers le Nord-Ouest ou vers le Sud-Est, on remarque qu'elle est toujours tangente aux croupes les plus élevées de la région; en particulier, elle frôle les hauteurs boisées qui séparent le bassin de l'Isle de celui de la Dronne, entre Thiviers et Nérondes.

Des coupes analogues pourraient être réalisées en d'autres régions du Périgord, et partout on aboutirait au même résultat, partout on constaterait que le pendage des couches géologiques est plus accentué que la pente du relief vers le Sud-Ouest, partout on verrait les sommets des collines se niveler sous des surfaces presque horizontales, sans égard pour la structure des roches. Il existe donc, en Périgord, des formes de relief indépendantes de la constitution géologique du sous-sol.

2° PREUVES TECTONIQUES.

L'analyse des accidents tectoniques fournit d'autres arguments en faveur de l'existence des surfaces d'érosion en Périgord. Les sédiments jurassiques et crétacés de la région ont été affectés d'ondulations qui tantôt les soulèvent en voûtes anticlinales, tantôt les abaissent en larges synclinaux. Ces déformations n'ont qu'une influence minime sur le relief. Ainsi, l'anticlinal de Chapdeuil-la Tour-Blanche fait réapparaître au milieu du Crétacé un dôme de Portlandien (fig. 4). Si l'érosion n'avait pas réduit cet accident tectonique, il déterminerait, au milieu des plateaux du Périgord septentrional, un bombement calcaire de 400 à 420 mètres d'altitude. Mais la coupe Nord-Est-Sud-Ouest de cette boutonnière jurassique souligne la faible influence du plissement sur le relief.

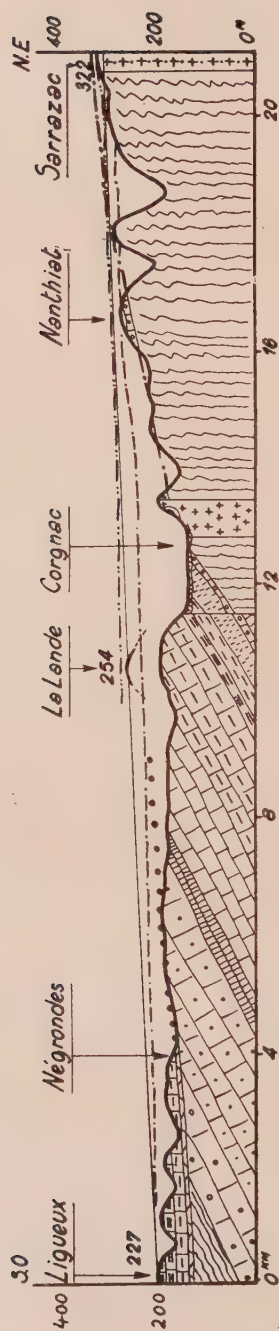


Fig. 3. — COUPE GÉOLOGIQUE DE LIQUEUX A SARRAZAC.

Inclinaisons respectives des strates géologiques et du relief; relations des surfaces d'érosion { préliasique, cénomaniennne, eocène et préstampienne.

Quelle que soit l'allure des couches géologiques autour de Chapdeuil, les sommets des collines atteignent sensiblement la même altitude, voisine de 200 mètres. La surface qui nivelle les crêtes des coteaux périgourdiens n'est donc pas affectée par l'anticlinal de Chapdeuil-la Tour-Blanche.

Si nous examinons le synclinal de Beynac-Sarlat, qui incurve les

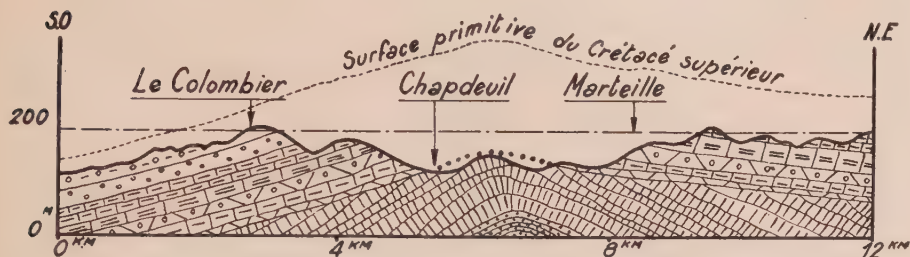


Fig. 4. — Coupe du dôme Portlandien de Chapdeuil.

sédiments jurassiques et crétacés au Sud de la région, nous parvenons aux mêmes conclusions. Une coupe de l'Est à l'Ouest permet de constater que la dénivellation géologique, au lieu de s'inscrire dans le relief par un vaste bassin, aboutit simplement à la disposition en auréoles concentriques des couches sédimentaires, les plus anciennes étant au pourtour, les plus récentes au centre de la cuvette tectonique; les unes et les autres sont tranchées par une surface sensiblement plane et inclinée vers le Sud-Ouest (fig. 5).

De même, les failles qui hachent la bordure méridionale du Limousin, et qui mesurent parfois plus de 100 mètres de rejet, n'ont pas d'influence appréciable sur le relief actuel. Ainsi, pour les marnes toarciennes, qui se trouvent à 240 mètres d'altitude près de Saint-Martin-de-Fressengeas et qui descendent à moins de 130 mètres dans la vallée de la Cole, à 3 kilomètres de distance, par suite d'une cassure de direction sud-armoricaine, ni le paysage, ni la coupe géologique de cet accident ne révèlent la trace d'un tel affaissement : les hauteurs autour de Saint-Jean-de-Cole et de Saint-Martin-de-Fressengeas, qui culminent vers 250 mètres, appartiennent à une même surface qui nivelle à la fois les collines calcaires du Sud et les plateaux cristallins du Nord (fig. 6).

De sorte que les dislocations et les plissements qui ont affecté les sédiments secondaires du Périgord ont été rabotés par des forces érosives qui n'ont pas respecté les accidents tectoniques. Pareils aux plis hercy-niens et aux failles de l'Ardenne et du Massif Central, les plis et les failles de la région périgourdine ont été arasés, décapités, et une pénéplaine les a nivelés.

3° PREUVES LITHOLOGIQUES [75].

Les terrains sédimentaires, qui affleurent sur les plateaux de Salignac, de Rouffignac ou de Sainte-Alvère, n'ont pas conservé en surface leur structure primitive. Les calcaires crayeux du Campanien et les marnes

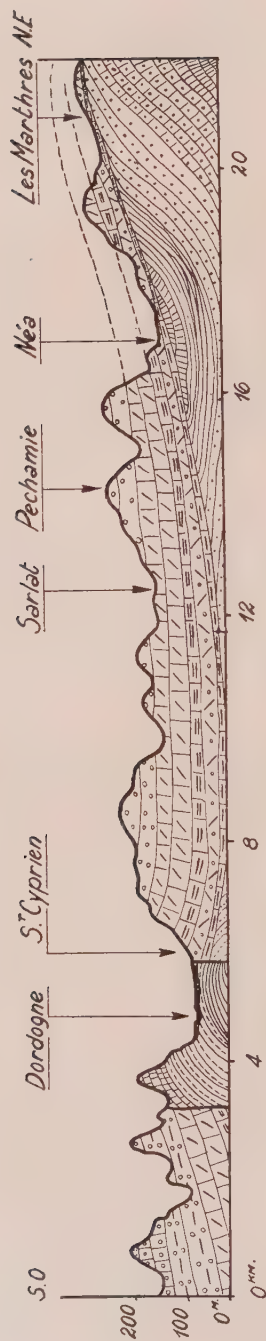


Fig. 5. — SYNCLINAL DE SARLAT ET « PAYS DE BRAY » DE SAINT-CYPRIEN.
(Cassures et gauchissement de la surface d'érosion cénomaniennne.)

virguliennes du Jurassique supérieur sont couverts d'une pellicule d'argiles noirâtres garnies de silex. Les grès santonien du Sarladais s'ensevelissent sous des sables qui proviennent de leur propre désagrégation. Les calcaires du Coniacien et du Maestrichtien disparaissent sous des argiles rouges, riches en fer et semblables à des latérites. Enfin, dans la forêt de la Bessède, au Sud de la Dordogne, et sur le plateau de Bord,

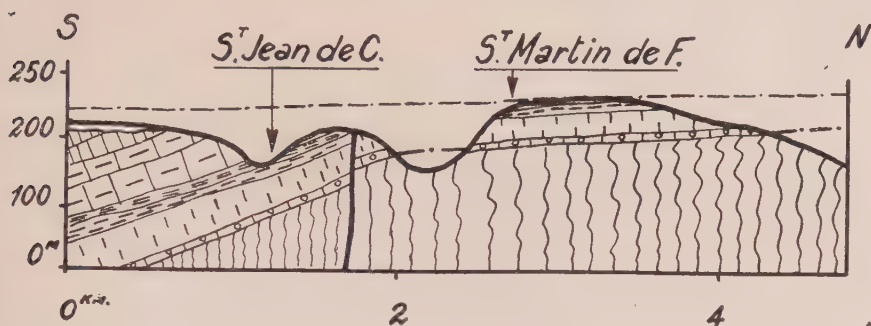


Fig. 6. — COUPE DE SAINT-MARTIN-DE-FRESSENCEAS A SAINT-JEAN-DE-COLE.
(Gauchissement et faille de la surface d'érosion pré-liasique,
forte inclinaison de la surface préstampienne.)

près de Domme, des meulrières, en bancs épais de 5 à 10 mètres, paraissent provenir de l'altération d'anciens calcaires par l'érosion chimique.

Ces divers dépôts, argiles à silex, sables et meulrières, sont des formations secondaires, d'origine variée. Ils n'ont pu se développer à la surface des roches-mères que sous l'influence prolongée des eaux d'infiltration chargées de gaz carbonique, et ils traduisent les effets d'un climat tropical où alternent les saisons sèches et les saisons humides, avec des températures susceptibles de décomposer les roches, comme cela se produit actuellement en Afrique Centrale. De telles formations révèlent des périodes de dénudation et d'érosion assez longues pour créer un relief très évolué, très mûr, une pénéplaine où le ruissellement est très faible, faute de pente suffisante. C'est à ce stade de sénilité morphologique que fut certainement réduit le Périgord quand il se couvrit de sables, de latérites ou de bancs de calcaire meulériés.

4° LES DÉPÔTS SUPERFICIELS.

Une dernière preuve, favorable à l'existence de surfaces ou de niveaux d'érosion dans le relief périgourdin, réside dans les dépôts d'origine lointaine qui subsistent sur les sommets des collines et des plateaux du Sarladais et du Ribéracois, et dans les formations continentales de la Double et du Landais. Ainsi, entre la vallée du Bandiat et celle de la Dronne, les nappes de sables et de galets de quartz, qui couronnent les coteaux calcaires de Saint-Pancrace et de la Chapelle-Montmoreau, proviennent des schistes cristallins du Limousin voisin. En se décomposant, ces

schistes se réduisent en argiles rougeâtres, en sable et en débris de quartz; le ruissellement s'est emparé de ces matériaux et les a transportés sur les sédiments secondaires du Périgord. Une coupe géologique, de Nontron à Brantôme, montre qu'ils reposent sur une surface presque plane, très faiblement inclinée vers le Sud-Ouest et nivelant les sommets de la région : cette surface, antérieure aux vallées actuelles, est bien une ancienne pénéplaine (fig. 7).

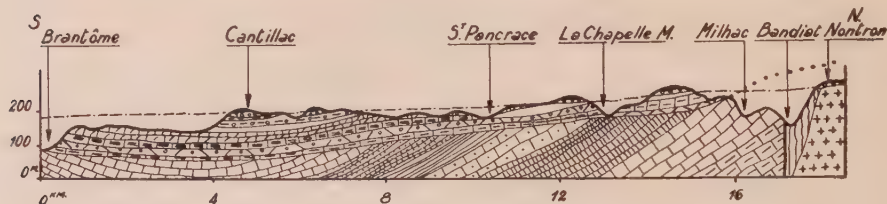


Fig. 7. — COUPE GÉOLOGIQUE DE BRANTÔME A NONTRON.
(Gauchissement de la surface cénomaniennne;
inclinaison vers le S.-O. du niveau d'érosion préstampien.)

De semblables observations peuvent être faites au centre même du Périgord. Sur les hauteurs qui entourent Villamblard s'étalent des dépôts de ruissellement, plus anciens que ceux de Saint-Pancrace et de la Chapelle-Montmoreau; les galets de quartz, de la grosseur d'un œuf ou du poing, sont profondément altérés. Or, aucune roche sédimentaire des environs n'en contient; ils ne peuvent provenir que des terrains cristallins du Massif Central, où abondent les filons de quartz, et ils n'ont été transportés sur les collines de Vergt et de Villamblard que grâce à un ruissellement intense à la surface d'un relief d'origine cyclique.

CONCLUSION.

Ainsi, l'analyse de quelques éléments du paysage périgourdin révèle des surfaces planes, indifférentes à la nature et à la pente des terrains. L'observation des dépôts superficiels, de la tectonique et de la topographie prouve qu'il s'agit bien de pénéplaines ou de niveaux d'érosion. Il existe donc en Périgord un relief cyclique indépendant de la structure des roches, un relief qui provient probablement de l'érosion subaérienne agissant en fonction d'un niveau de base stable.

§ II. — COMPLEXITÉ DU RELIEF CYCLIQUE PÉRIGOURDIN

1° PLURALITÉ DES NIVEAUX D'ÉROSION.

Le relief cyclique du Périgord peut se décomposer en plusieurs surfaces ou niveaux d'érosion. De Mauzac à Bergerac, les versants de la vallée de la Dordogne sont coupés de ressauts couverts d'une pellicule

d'alluvions. Ces ressauts tranchent toutes les strates du Crétacé supérieur, selon un plan légèrement incliné vers l'aval. Du fond du thalweg au sommet des collines voisines, on distingue au moins quatre replats (fig. 8).

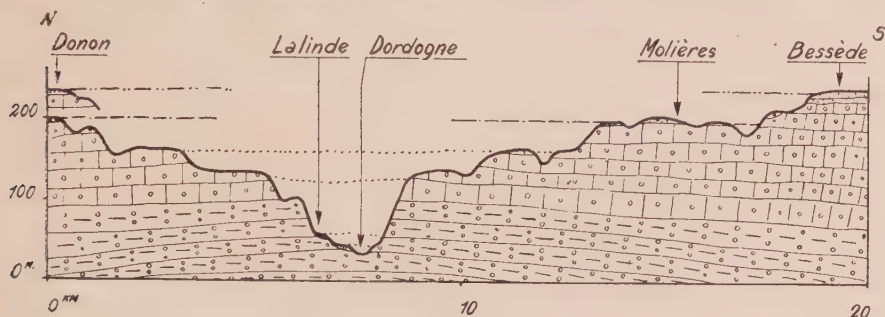


Fig. 8. — Coupe Nord-Sud de la vallée de la Dordogne en aval de Mauzac.
(Niveaux d'érosion tertiaires et terrasses quaternaires de part et d'autre de la vallée de la Dordogne.)

Les deux plus bas s'étagent à quelques dizaines de mètres seulement au-dessus du niveau du lit mineur; leur pente n'est que de 0,06 pour 100 de Couze à Bergerac, tandis que celle des calcaires du Maestrichtien atteint 1 pour 100 de Mauzac à Mouleydier.

Au-dessus, se dessinent d'autres replats dont l'altitude diminue lentement vers l'Ouest. Ils atteignent 130 mètres autour de Lalinde, et une centaine auprès de Bergerac. Si on les raccorde, par un plan idéal, on reconstitue une large vallée mûre, située à 100 mètres environ au-dessus du niveau de la vallée actuelle de la Dordogne, au droit de l'usine hydro-électrique de Mauzac.

Enfin, si l'on gravit les collines qui séparent la Dordogne de ses affluents, la Louyre de Sainte-Alvère et la Couze de Montferand, on parvient sur des plates-formes qui dessinent dans le lointain des lignes fuyantes, à peine sinueuses, sans refléter en quoi que ce soit la structure des roches sous-jacentes ou les déformations tectoniques des sédiments secondaires.

Ces diverses surfaces, qui s'étagent ainsi du fond de la vallée au sommet des collines, sont recouvertes de dépôts variés qui ne proviennent pas toujours de la désagrégation du sous-sol calcaire. Ce sont des sables, des graviers et des galets qui portent les traces du ruissellement. Ils ont été entraînés de l'amont vers l'aval, soit par la Dordogne, soit par des cours d'eau antérieurs.

Ces dépôts varient d'un niveau à l'autre. Sur les plus bas, ils contiennent des galets de granite à l'état de décomposition avancée, qui s'effritent sous la pression du doigt. Sur les plus élevés, seuls subsistent des galets de quartz. Les replats de 100 mètres ne portent plus que de rares fragments de silice pure, déjà altérés par l'action chimique des eaux chargées d'acides. Enfin, des poches de sable jaunâtre, des débris de meulière et des argiles latéritiques parsèment les hauteurs de Pressignac, de Sainte-Alvère et de Molières.

L'allure subhorizontale de ces diverses surfaces, leur disposition étagée aux flancs de la vallée et la variété des dépôts qui les recouvrent prouvent l'existence de plusieurs niveaux d'érosion sur les rives de la Dordogne. On pourrait faire semblable observation près de l'Isle et de la Dronne, de la Vézère et de l'Auvézère, et l'on aboutirait à la conclusion qu'en Périgord le relief cyclique est complexe et se décompose en surfaces d'érosion étagées.

2° DEGRÉ D'ÉVOLUTION DES NIVEAUX D'ÉROSION PÉRIGOURDINS.

Les niveaux d'érosion périgourdins n'ont pas tous atteint le même degré d'évolution. La surface qui tronque les plus hauts sommets du Périgord septentrional reflète un stade de pénéplanation très avancé. Seuls, quelques reliefs résiduels, sortes de « monadnocks » demeurés en saillie, en altèrent la planitude dans les confins du Limousin : ce sont les sommets arrondis de Puycounieux et de Courbefy, qui se dessinent sur l'horizon au Nord de Thiviers. Mais dans l'ensemble, cette surface se rapproche d'un plan presque parfait.

Au contraire, les replats, qui s'étagent sur les flancs des vallées, dénotent des reprises d'érosion incomplètes; ils sont le résultat d'épicycles qui n'ont pas abouti à la destruction totale des niveaux supérieurs. Sur les pentes des collines, ils se traduisent par des épaulements, débris d'anciennes vallées très mûres, situés en contrebas des sommets les plus élevés. Ce sont des « couloirs d'érosion », définis pour la première fois par M. Clozier dans son étude morphologique des Causses du Quercy [84]. Ils sont particulièrement bien dessinés dans le Sarladais, entre la Dordogne et la Vézère. On aperçoit leurs replats démantelés au-dessus de la vallée de la Beune, près des villages de Tamniès, de Marquay et de Saint-Quentin-Marcillac (photo XV). Vers l'Ouest, ils s'élargissent et finissent par couper la plus grande partie des croupes et des plateaux, en réduisant les niveaux supérieurs à de minces crêtes et à d'étroites buttes.

Ainsi, non seulement on doit distinguer plusieurs surfaces d'érosion étagées sur les pentes des collines périgourdines, mais on peut opposer les niveaux supérieurs, très évolués et démantelés, aux niveaux inférieurs, mieux conservés mais moins étendus et demeurés à l'état d'ébauches.

3° DÉFORMATIONS DES NIVEAUX D'ÉROSION.

Les surfaces planes, qui tronquent les sommets des collines périgourdines et qui dessinent des gradins sur les versants des vallées de l'Isle et de la Dordogne, n'ont pas conservé leur allure primitive. En effet, si l'on admet qu'au moment de leur évolution maximum elles correspondaient à la partie inférieure du profil d'équilibre de cours d'eau parvenus à leur stade de maturité, on en déduit qu'elles étaient alors presque horizontales, à peine inclinées de quelques centimètres par kilomètre vers

le Sud-Ouest et l'Océan, où s'écoulaient les fleuves, en admettant provisoirement qu'elles soient l'œuvre de l'érosion normale.

Or, si l'on examine la surface jalonnée dans le Nord du Périgord par les dépôts pliocènes qui s'étendent autour de Saint-Pancrace et de la Chapelle-Montmoreau, on constate que cette surface, malgré son allure assez calme, se révèle, dans les coupes géologiques, assez fortement inclinée vers le Sud-Ouest: sa pente moyenne atteint près de 2 pour 1000 (fig. 7). En outre, elle est légèrement ondulée autour de Chapdeuil et de la Tour-Blanche, comme si l'anticlinal, qui affecte les terrains secondaires, avait également gauchi la surface d'érosion qui le nivellevait.

Dans le Sud du Périgord, ces déformations sont encore plus nettes. Le niveau d'érosion, recouvert d'argiles sidérolithiques, qui coupe les sommets des collines crétacées et atteint 230 mètres d'altitude au Nord-Ouest de la Bessède, près de Belvès, n'est plus qu'à 200 mètres à Monpazier, soit 30 mètres de dénivellation sur une distance de 15 kilomètres (fig. 9). Dans la vallée du Dropt, on le voit s'incliner rapidement vers

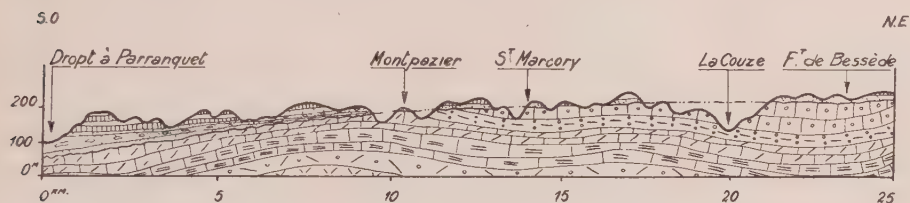


Fig. 9. — Coupe Nord-Est-Sud-Ouest de la Forêt de Bessède
à la Vallée du Dropt.

(Déformation de la surface d'érosion éocène, en bordure des terrains tertiaires de l'Agenais.)

le Sud-Ouest, le long des versants des collines de Gaugeac et de Biron; au moulin de la Brame, il n'est plus qu'à 120 mètres, et à Parranquet il a définitivement disparu sous les sédiments tertiaires. En moins de 8 kilomètres, il est donc descendu de près de 100 mètres. Sa pente, déjà très accentuée entre Belvès et Monpazier, devient donc une véritable flexure au contact des terrains oligocènes du Bergeracois et de l'Agenais.

Ces quelques exemples montrent donc que les diverses surfaces d'érosion du Périgord n'ont pas conservé leur allure primitive. Elles ont été déformées, ployées, peut-être même ondulées; des dépôts continentaux et des sédiments marins et lacustres les ont recouvertes et fossilisées. Mais de nouveau, découpées, elles peuvent reparaître à la lumière et jouer un rôle dans le relief actuel.

CONCLUSION.

Ces divers faits soulignent la complexité des niveaux d'érosion périgourdins. Le relief cyclique, qui en découle, a subi trop d'altérations pour conserver une allure simple et facile à saisir. On ne parvient à en restituer les traits essentiels que par une analyse morphologique, aussi précise que possible, des terrasses, des replats, des fragments de pénéplaine et des dépôts qui les recouvrent.

§ III. — PROCÉDÉS D'ANALYSE

1° DÉTERMINATION DE LA GENÈSE DES RELIEFS CYCLIQUES.

En présence d'une pénéplaine ou d'un niveau d'érosion, le premier problème à résoudre est celui de sa genèse. Il s'agit de savoir comment s'est réalisé le nivellement des accidents tectoniques ou structuraux qui devraient normalement parsemer la région de dômes et de bassins, de fossés et de môles, et qui, en réalité, se trouvent réduits et comme rabotés sous l'influence des agents d'érosion.

On peut aboutir à une solution, soit par l'étude de la surface elle-même, soit par l'analyse des dépôts qui la recouvrent [84]. Si les sédiments arasés sont assez résistants pour avoir conservé à leur partie supérieure des trous de phollades ou des traces de patelles, ainsi qu'on peut en apercevoir, au contact du Cénomanién et du Portlandien, dans les calcaires jurassiques du dôme de Chapdeuil [139], on peut admettre que l'érosion marine est la principale cause du relief cyclique. En revanche, si on relève, au contact de la surface nivelée et des terrains qui l'ont fossilisée, des fragments de ravins, des traces de deltas, comme ceux que G. Mouret a décrits dans le Bassin de Brive [196], au contact des schistes cristallins et des calcaires carbonifériens, on doit faire intervenir l'œuvre du ruissellement et l'action des eaux courantes pour expliquer comment la région a été réduite à l'état de pénéplaine ou sillonnée de couloirs d'érosion au pied des niveaux plus anciens.

Mais les dépôts qui s'étaient sur les surfaces pénéplanées permettent de reconstituer, plus aisément que les terrains sous-jacents, la genèse du relief cyclique. Dans la plupart des cas, ils datent très exactement du moment où la surface d'érosion a cessé d'évoluer. Sans doute peuvent-ils être plus récents que la surface qu'ils recouvrent et ne l'avoir fossilisée que longtemps après sa formation. Mais ce cas doit être assez rare. En effet, une région soumise à l'érosion subaérienne tend à s'ensevelir sous ses propres débris dès que son relief n'a plus assez de pente pour provoquer le ruissellement. Si elle est aplanie par l'érosion marine, elle se recouvre, au moment même de la transgression, de sédiments plus ou moins épais. De sorte que les dépôts continentaux ou marins, qui s'étendent directement sur des croupes ou des replats, débris de surface pénéplanée, sont contemporains de la dernière phase de l'érosion cyclique. Ainsi, les alluvions apportées par les cours d'eau, les dépôts dus à la décomposition sur place des roches sous un climat subaride ou polaire, ou bien les sédiments déposés par les mers, ont constitué une carapace protectrice sur la pénéplaine, qu'ils fossilisent à un moment très proche de celui où a eu lieu la dernière phase d'aplanissement, ce qui revient à constater qu'une pénéplaine, à peine terminée, disparaît sous des dépôts continentaux ou des sédiments marins.

Dans ces conditions, l'agent d'érosion qui a déterminé la dernière étape du cycle, ou de l'épicycle, est également celui qui a laissé les premiers dépôts superficiels. L'examen de ces dépôts, de leur structure et

Photo I.

LE PUY COUNIEUX.

Au premier plan, la surface d'érosion éocène à 400 mètres d'altitude; à l'horizon, le Puy Counieux (496 m.), monadnock des épicycles tertiaires au sommet nivelé par la pénéplaine cénomaniennne; formes lourdes et arrondies dans la granulite.

Avec la Forêt des Cars et les hauteurs de Piaulet et de Courbefy, le Puy Counieux a servi de frontière aux cités gauloises et gallo-romaines des Pétrocorii et des Lémovices.



Photo II.

**LE CONTACT DU PÉRIGORD
ET DES CAUSSES DU
QUERCY A SAINT-POMPON.**

Au premier plan à gauche et au deuxième plan à droite, les calcaires du Jurassique supérieur constituent les versants rocailleux et dénudés de la vallée de Saint-Pompon.

A l'horizon et à gauche, une colline de calcaire crétacé couverte de sables et d'argile de décalcification et fortement boisée.

Une faille N.-O. - S.-E. met en contact le Coniacien à l'Ouest et le Portlandien à l'Est.



Photo III.

**BUTTE DE CALCAIRE
A ASTÉRIES A GURÇON,
AU CONTACT DU PÉRIGORD
ET DU BORDELAIS.**

Au-dessus des sables du Périgord qui constituent les basses pentes couvertes de vignes, une plaque de calcaire à astéries forme une butte inculte, couronnée de ruines et dominant vers le N.-E. le Landais boisé et vers le S.-O. la région de Libourne consacrée aux cultures.





Photo IV.
LA VALLÉE DE LA DRONNE
ET LES
HAUTEURS DE PIAULET.

Entre Firbeix et Chalus, on aperçoit au premier plan la vallée mûre de la Dronne, située ici à 320 mètres, sur la surface mio-pliocène; à gauche et vers l'horizon, la surface préstampienne à 360 mètres; à droite, les bois de Piaulet, à 400 mètres d'altitude, appartiennent à la surface éocène. Au centre, quelques mamelons, arrondis dans la granulite, peuvent être considérés comme des monadnocks réduits de la pénélaine cénomaniennne (430 mètres).

Photo V.
LA VALLÉE DE L'AUVÉZÈRE
ET LES PLATEAUX
DE SAVIGNAC-LÉDRIER
ET DE SAINT-MEMIN.

L'Auvézère a découpé une étroite vallée dans les schistes cristallins du Limousin méridional; le thalweg, à 230 mètres, appartient au cycle d'érosion de la fin du Pliocène. Au-dessus s'étagent les replats des niveaux d'érosion tertiaires : au premier plan, se découpent ceux de la surface mio-pliocène et, à l'horizon, on distingue ceux du niveau préstampien et ceux du niveau éocène.



Photo VI.
LÉGERS
PLISSEMENTS DANS
LE JURASSIQUE
(calcaires
bathoniens)
PRÈS DE LA
BOISSIÈRE D'ANS.

Ils n'ont guère d'influence sur le relief et paraissent dus à des glissements et à des tassements.

de leurs fossiles permet de déceler si c'est une mer, un lac ou bien des cours d'eau et des influences subaériennes qui ont créé le relief cyclique; si le climat sous lequel ils se sont formés était chaud ou froid, sec ou humide. Les graviers et les sables qui recouvrent les sommets des collines autour de la Chapelle-Montmoreau, dans le Nord-Ouest du Périgord, révèlent une érosion puissante déterminée par un ruissellement intense, sous un climat humide et frais. En revanche, les argiles latéritiques de la Forêt Barade et de la Bessède se sont formées sous un climat chaud et parfois humide, semblable aux climats actuels des régions tropicales, où l'alternance des saisons sèches et des saisons pluvieuses, l'influence d'une température élevée et des eaux d'infiltration entraînent une rapide décomposition des roches en surface et la formation de latérite ou de sols siliceux.

On parvient ainsi à établir la genèse des reliefs cycliques et à expliquer l'allure générale des surfaces d'érosion. Si l'érosion marine est seule entrée en jeu, la pénéplaine se rapproche d'ordinaire d'un plan presque parfait; au contraire, dans le cas de l'érosion subaérienne, par cours d'eau, par ruissellement ou par décomposition chimique, on doit s'attendre à trouver des reliefs résiduels, des fragments de ravins, des monadnocks qui ont subsisté à la surface des niveaux d'érosion.

2° DÉTERMINATION DE L'ÂGE DES RELIEFS CYCLIQUES.

Comme on vient de le signaler, une surface d'érosion peut être datée avec précision. D'ordinaire, on situe sa formation dans l'échelle des temps géologiques entre le terrain le plus récent qu'elle recoupe et le dépôt le plus ancien qui la recouvre. Ainsi, la pénéplaine précénomaniennne, dont on retrouve des traces autour de Chapdeuil et de Milhac-de-Nontron, est postérieure aux étages jurassiques qu'elle nivelle, et antérieure aux sédiments du Cénomanienn qui l'ont fossilisée. L'intervalle de temps entre les deux séries géologiques est prodigieusement long; il faut essayer de le réduire au minimum. On peut y parvenir par un examen plus attentif des sédiments.

Près de Milhac-de-Nontron, le Cénomanienn recouvre le Bathonienn inférieur, tandis que dans le dôme de Chapdeuil il repose sur le Portlandienn (fig. 4 et 7). C'est donc entre le Portlandienn et le Cénomanienn que se situe la pénéplaine précénomaniennne. Espace de temps encore trop considérable, qu'il faut tenter de diminuer. On peut se demander tout d'abord si le Cénomanienn est bien le premier terme du Crétacé qui ait recouvert la surface d'érosion. Peut-être des strates sédimentaires ont-elles été enlevées par le ruissellement ou le sapement des vagues. L'analyse minutieuse des sédiments de base du Cénomanienn apporte quelques lumières à ce sujet : ce sont des grès et des poudingues qui contiennent non seulement des galets de calcaire portlandienn, mais aussi des blocs roulés d'un calcaire compact, blanchâtre, qu'on ne peut attribuer au Jurassique supérieur [142]. Il n'a pas encore livré de fossiles, mais peut-être est-ce les débris d'un étage disparu du Crétacé moyen, de l'Albienn par exemple, qui existe à l'autre extrémité du Bassin Aquitain, sur les pentes des

Pyrénées. Ainsi se trouverait réduit d'autant l'intervalle qui sépare les derniers dépôts jurassiques des premiers dépôts crétacés.

On peut encore parvenir, par une méthode différente, à fixer la date de formation d'une surface cyclique qui a été fossilisée. La zone de contact entre le terrain de recouvrement et la surface recouverte permet parfois de se rendre compte si la pénéplanation a été terminée immédiatement avant la mise en place des dépôts de couverture. Autour du Bassin de Brive, les sédiments carbonifériens et permien contiennent des galets arrachés aux schistes cristallins qui affleurent dans le voisinage, autour de Châtres et sur les hauteurs de Génis [196]. Ces dépôts se formaient donc au moment même où l'érosion détruisait les reliefs des alentours. La surface qu'ils recouvrent est contemporaine de leur mise en place et doit être datée, selon les étages qui l'ont fossilisée, de l'Autunien ou du Saxonien. Comme on l'a déjà démontré, une pénéplaine parfaite ne reste pas longtemps sans couverture : dépôts continentaux ou sédiments marins doivent l'ensevelir rapidement. S'ils sont datés, leur âge n'est pas très différent de celui qui correspond à la dernière phase du cycle d'érosion.

Il est possible également de procéder par analogie et par comparaison pour fixer la chronologie des cycles d'érosion. Les études morphologiques consacrées aux régions voisines du Périgord ont abouti à déterminer l'âge d'un certain nombre de niveaux dans le Limousin et sur les Causses du Quercy. Sans doute ne faut-il généraliser qu'avec prudence; mais si l'un des niveaux datés se raccorde aisément avec des surfaces cycliques du Périgord, on est en droit d'attribuer le même âge à toutes ces surfaces. Ainsi, on verra plus loin que la pénéplaine éocène, identifiée par MM. Baulig [34], Clozier [84] et Perpillou [212] sur la bordure occidentale du Massif Central, se prolonge sur les collines périgourdines, et qu'on peut lui donner en conséquence dans le Périgord l'âge que lui ont attribué les géographes qui l'ont décrite dans les régions voisines.

Enfin, de même que certains horizons géologiques, faute de fossiles, ne peuvent être datés que par leur situation dans l'échelle des strates sédimentaires, de même certains niveaux d'érosion ne seront datés approximativement que par leur situation entre d'autres niveaux d'âge connu. Dans ce but, on peut utiliser les ruptures de pente d'origine cyclique relevées le long des cours d'eau. Ainsi, un niveau d'érosion qui se rattache à une rupture de pente comprise entre deux autres ruptures de pente dont on connaît l'âge, sera plus récent que la rupture de pente d'amont, et plus ancien que la rupture de pente d'aval. Le procédé est sommaire et laisse place à une large marge d'erreur, mais il est parfois le seul qui permette de fixer approximativement l'époque où s'est développé un relief cyclique, un couloir d'érosion ou une terrasse.

3° DÉFORMATION DES RELIEFS CYCLIQUES.

Au moment où leur évolution est la plus poussée, les surfaces d'érosion, surtout si elles sont dues à l'action des eaux marines progressant vers l'intérieur d'un continent, tendent à se rapprocher d'un plan presque horizontal. Cette allure calme et régulière du relief ne se conserve pas

souvent intacte et il est rare de trouver des niveaux d'érosion qui n'aient pas subi de déformations : flexures, ondulations ou failles. Ces accidents, beaucoup plus amples que les reliefs résiduels, peuvent être aisément identifiés sous les dépôts qui fossilisent les pénéplaines. Ainsi, la surface précarboneférienne, qui se trouve, dans le Bassin de Brive, au contact des terrains sédimentaires et des schistes cristallins, s'incurve, sous les calcaires et les grès du Stéphanien et du Saxonien, en un vaste synclinal; elle disparaît au pied des hauteurs de Salagnac, pour reparaître plus au Sud, dans le massif de Châtres (fig. 10).

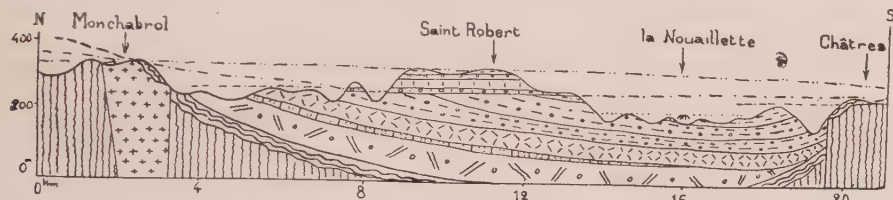


Fig. 10. — Coupe Nord-Sud du Bassin Permien de Brive.

(Relations des surfaces d'érosion stéphanienne, préliasique et tertiaires dans le Bassin.)

On parvient à analyser ces déformations, en grande partie masquées par des dépôts superficiels, en utilisant les affleurements de la surface fossilisée dans le fond des vallées et en mesurant l'épaisseur moyenne des sédiments qui la recouvrent. On reconstitue ainsi, à l'aide d'une coupe géologique, les dénivellations de l'ancien niveau d'érosion. On peut même quelquefois se rendre compte dans quelle mesure ces flexures et ces plis se sont conservés dans le relief actuel, en dehors de la zone protégée par les sédiments de couverture, en prolongeant la coupe de part et d'autre de la pénéplaine encore fossilisée (fig. 11).

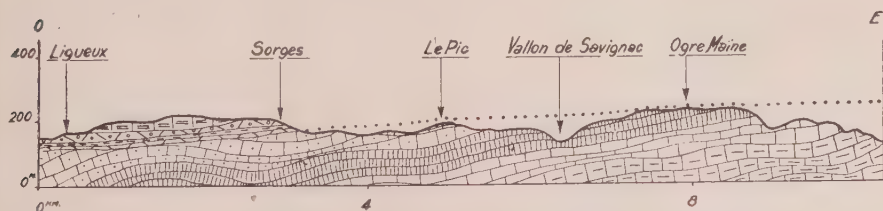


Fig. 11. — La surface d'érosion Cénomanienne à l'est de Sorges.

L'origine et la date des déformations subies par une surface d'érosion se reflètent dans les faciès des terrains qui l'ont ensevelie. Si, sur toute leur épaisseur, ces terrains ont une structure homogène, et si leur puissance s'accroît des bords vers le centre des dépressions géologiques, on peut affirmer que ces dépressions sont contemporaines du gauchissement, qu'elles se sont créées à mesure que les sédiments s'accumulaient sur la pénéplaine. En effet, pour que les conditions de sédimentation restent

toujours les mêmes, il faut que la profondeur de la mer ou du lac et la ligne des rivages ne varient pas sensiblement. C'est ce qui se passe normalement dans une zone de subsidence. On admet que le dépôt de recouvrement est, en quelque sorte par son poids, la cause essentielle de la déformation; que l'affaissement ainsi déterminé se produit dans une aire de moindre résistance de l'écorce terrestre, et que, par l'effet de la pesanteur des matériaux qui s'accumulent, la dépression ne cesse de s'accroître tant que dure la sédimentation. Ce cas n'est pas rare en Périgord, mais il est presque toujours d'une ampleur limitée.

Au contraire, si le dépôt superficiel a subi des gauchissements semblables à ceux de la surface d'érosion, il ne date plus de la période de déformation, mais il lui est antérieur. Il faut alors chercher autour des aires d'affaissement d'autres dépôts, dotés de faciès de subsidence, pour pouvoir fixer avec quelque précision l'origine des plis, des failles ou des flexures qui ont modifié l'allure primitive de la pénéplaine. Ce second cas est fréquent en Périgord, où les terrains de recouvrement, s'ils ont une allure plus tranquille que les terrains recouverts, parce qu'ils se sont déposés d'ordinaire au moment même où les niveaux d'érosion sous-jacents se gauchissaient faiblement, ont néanmoins subi des accidents postérieurs à leur mise en place. On peut déceler autour du dôme jurassique de Chapdeuil, dans la Double ou autour de la Bessède, deux ou trois périodes de subsidence séparées par des pauses, de sorte que des terrains à faciès homogène sur toute leur épaisseur se trouvent néanmoins plissés ou faillés. Les analyses morphologiques, que l'on exposera dans les chapitres suivants, permettront de choisir un certain nombre d'exemples de ce genre pour illustrer cette théorie de la déformation par étapes des pénéplaines et des niveaux d'érosion.

4° EXHUMATION DES RELIEFS CYCLIQUES.

Une pénéplaine peut se conserver indéfiniment sous les dépôts qui la fossilisent. Mais, si des reprises d'érosion la décapent et enlèvent ses dépôts de couverture, elle reparaît à la lumière. Elle forme alors des reliefs cycliques rajeunis, exhumés, qui, parfois, jouent dans le paysage un rôle aussi important que les niveaux d'érosion vierges de toute sédimentation.

Deux cas de ce genre peuvent se présenter :

a) Si les terrains pénéplanés sont plus tendres que les dépôts de couverture, ils ne subsistent pas après la destruction de la couche protectrice; ils n'apparaissent que par leur tranche à la base des escarpements constitués par les sédiments qui les fossilisent, et ils dessinent des pentes adoucies d'origine structurale. Ainsi, la meulière de Bessède, près de Belvès, et de Bord, près de Domme, protège encore les sables sidérolithiques sous-jacents; mais dès qu'elle disparaît, il ne subsiste aucune trace de la surface exhumée; on ne peut reconstituer le niveau d'érosion, qui nivelait le sidérolithique et calcaire crétacé, qu'avec l'aide de fragments encore fossilisés sous la meulière.

b) En revanche, si les terrains qui constituent la pénéplaine sont plus résistants que les dépôts superficiels, quand ceux-ci sont détruits la surface d'érosion, ramenée à l'air libre, joue de nouveau un rôle dans le relief, jusqu'au moment où elle est à son tour disséquée et réduite. Ce cas est fréquent en Périgord; les sédiments gréseux et argileux du Rhétien ont été enlevés de la surface aplanie des schistes cristallins dans la région de Dussac, et l'ancienne pénéplaine préliasique, décapée, surgit de nouveau sur les croupes du Limousin méridional (fig. 12); dans le Sud-

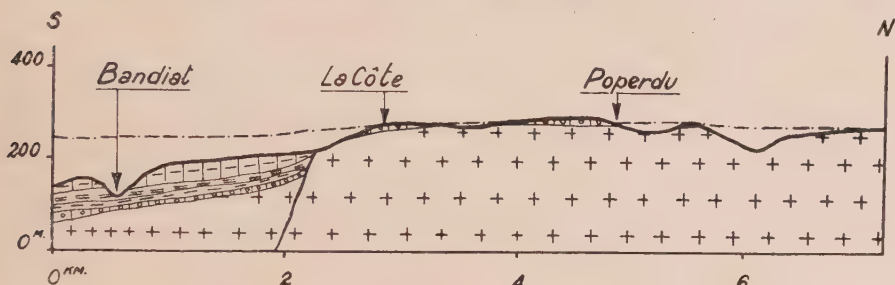


Fig. 12. — COUPE NORD-SUD A L'OUEST DE NONTRON.
(Flexure faillée de la surface d'érosion préliasique et léger fléchissement du niveau préstampien.)

Est, en maints endroits, la couverture des sables sidérolithiques ayant été enlevée, la pénéplaine éocène s'inscrit de nouveau dans la topographie, sur les sommets nivelés des collines du Sarladais.

5° RÔLE ACTUEL DES RELIEFS CYCLIQUES.

Ainsi donc, un relief cyclique, d'origine ou rajeuni, entre souvent pour une large part dans les grandes lignes du paysage topographique; il dessine les plateaux et les croupes aux horizons à peine ondulés dont on a décrit plus haut l'allure monotone; il s'inscrit par des replats au flanc des vallées, ou bien, après gauchissement, il se reflète dans les « fossés » ou sur les « horsts » par des pentes qui n'ont pas de rapport avec la structure.

Pour déceler ces diverses influences, il faut confronter sans cesse la carte et le terrain, les données actuelles de la géologie et l'influence de la tectonique sur le relief. On relève ainsi, le long des vallées du Périgord, des terrasses dans le roc et, sur les collines, des replats et des surfaces d'origine cyclique. Mais l'œil peut se tromper et confondre un niveau d'érosion avec une surface structurale, ou bien prendre pour un plan horizontal ce qui est en réalité un plan incliné impossible à rattacher à des reliefs cycliques bien déterminés.

Afin de réduire au minimum ces causes d'erreurs, il faut procéder à une analyse détaillée du terrain et à l'étude approfondie des documents cartographiques. Toutefois, on doit tenir compte des lacunes qui subsistent dans les cartes géologiques au 1/80.000°. Les feuilles consacrées au

Périgord datent déjà de plusieurs décades. Si la feuille de Périgueux [3] a été rééditée avec quelques faibles modifications en 1939, et si celle de Bergerac a paru en 1920, celle de Brive [7] est de 1911, celle de Gourdon [9] de 1901, et celle de Tulle [4] de 1896. Une révision serait nécessaire. Elle est en cours pour les feuilles de Gourdon et de Bergerac [6], mais elle n'a pu être utilisée pour ce travail (a). Quant aux cartes topographiques, on dispose des minutes au 1/40.000^e de la carte d'Etat-Major [12]. Levées souvent à vue d'œil et « grosso modo », elles ne permettent pas toujours de déceler les ruptures de pente et les replats.

Dans ces conditions, on a cru bon de vérifier, aussi souvent que l'occasion en a été donnée, la nature des dépôts superficiels représentés sur les cartes géologiques de la région; on a reconnu qu'il fallait introduire beaucoup de diversité là où le document cartographique indique des formations homogènes. Ainsi, les dépôts sidérolithiques de la Forêt Barade au Sud-Est de Périgueux comprennent non seulement des sables, des argiles et des géodes de fer, mais encore des argiles à silex, des meulières et des galets de quartz rubéfiés. On est parvenu ainsi à établir, dans les formations superficielles du Périgord, diverses catégories qui aident à identifier et à dater les surfaces d'érosion.

En ce qui concerne les replats et les ruptures de pente, on a mesuré, avec le baromètre altimétrique du colonel Goulhier, outre les thalwegs les plus caractéristiques, les profils de crêtes en partant des fonds des vallées et en s'élevant vers les sommets. Il est en effet certain que si une reprise d'érosion se traduit le long d'un thalweg par une rupture de pente qui gagne peu à peu vers l'amont, elle se manifeste de même sur les versants d'une colline par des replats que le baromètre peut déceler (fig. 13). Près de deux cents profils de collines et de plateaux ont

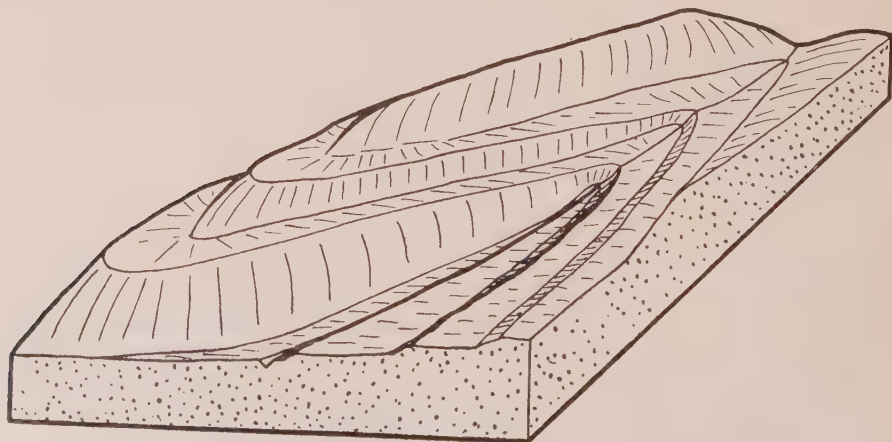


Fig. 13. — SCHÉMA DE TROIS NIVEAUX D'ÉROSION DANS UNE VALLÉE ET SUR UNE GROUPE.

(a) La seconde édition de la feuille de Gourdon, qui a paru depuis la rédaction de ces lignes, n'apporte pas de modifications notables à la première édition.

été, dans ce but, suivis à pied du fond de la vallée vers les croupes les plus hautes, en effectuant sur l'altimètre des lectures environ tous les cent pas. Après les corrections rendues nécessaires par les variations de pression, on a obtenu des séries d'altitudes qui ont permis de dessiner des courbes où se reflètent les replats sur les flancs des collines et les ruptures de pente le long des thalwegs. L'examen de la carte géologique et de la nature du terrain ont révélé parfois des influences structurales qu'il a été facile d'éliminer pour ne conserver que les traces du relief cyclique.

Quand ces profils de croupes et de vallées ont été épurés, on les a rapprochés des replats relevés par simple observation du paysage et par des croquis pris sur le terrain. On a pu reconstituer ainsi, autour du confluent de la Vézère et de la Dordogne et dans la région de contact du Périgord et du Limousin, une série très nette de niveaux étagés. On les a datés, soit à l'aide des dépôts qui les recouvrent, soit, comme on l'a indiqué plus haut, en établissant des concordances entre eux et les niveaux d'érosion des régions voisines. Enfin, on les a prolongés à travers les vallées et les collines périgourdines, du Nord-Est au Sud-Ouest, jusqu'au point où ils disparaissent fossilisés ou tronqués par diverses formes d'érosion. (Carte VIII, p. 193.)

CONCLUSION.

En somme, l'étude du relief cyclique en Périgord ne peut être abordée qu'après une analyse aussi poussée que possible des terrains cristallins et sédimentaires de la région; en particulier, il faut connaître d'une manière très précise la nature des dépôts superficiels qui recouvrent terrasses et replats. Ruptures de pente et surfaces horizontales doivent être observées de près pour distinguer celles qui proviennent d'un cycle d'érosion et celles qui sont d'origine structurale. Enfin, il ne faut pas négliger les grandes lignes de la tectonique locale; si elles n'ont qu'une influence limitée sur le relief actuel, elles permettent néanmoins de reconstituer les étapes essentielles de la morphologie périgourdine et les lois auxquelles se plient depuis l'aurore des temps géologiques les déformations de l'écorce terrestre dans le Nord du Bassin Aquitain. En complétant ces recherches par l'observation directe du paysage, par des coupes, des diagrammes et des mesures altimétriques, on parvient à mettre en évidence de nombreuses surfaces d'érosion dans le relief du Périgord. Il convient maintenant de les distinguer les unes des autres et de les décrire dans le détail en les comparant à des surfaces analogues décelées récemment dans les régions voisines.

CHAPITRE II

TECTONIQUE DU PÉRIGORD SEPTENTRIONAL ET PÉNÉPLAINES PRIMITIVES

§ I. — RÉPARTITION DES TERRAINS PRIMITIFS

Pour la clarté de l'exposition, on peut étudier les diverses surfaces d'érosion en Périgord selon l'ordre chronologique. Mais aussitôt se pose le problème de savoir quelle est la plus ancienne de ces surfaces. Si l'on admet qu'à toute discordance dans la sédimentation a correspondu une période de dénudation et de destruction de relief, un cycle ou un épicycle déterminant des formes pénéplanées sur les terrains antérieurs, il faut rechercher les plus anciennes traces de surfaces d'érosion dans la région des terrains primitifs qui bordent le Périgord au Nord-Est. C'est là que se trouvent les premières zones de discordance entre roches cristallines de diverses natures.

Sans doute, les formes fossilisées de ces anciens reliefs n'ont-elles guère d'influence sur l'allure actuelle des collines et des plateaux du Périgord septentrional. Mais leur analyse révèle un style tectonique dont on retrouvera la persistance dans les déformations des niveaux d'érosion plus récents; elle permet également d'expliquer la répartition des terrains cristallins et sédimentaires en Périgord.

On étudiera donc en premier lieu la bordure septentrionale de la région où se trouvent les formations géologiques les plus anciennes; ensuite, par la description des surfaces cycliques secondaires et tertiaires, on aboutira à l'examen des terrasses quaternaires par lesquelles se terminera l'analyse du relief cyclique périgourdin.

1° LIMITES DES TERRAINS PRIMITIFS EN PÉRIGORD.

Les terrains primitifs, archéens ou précambriens selon certains auteurs [197], siluriens ou dévonien selon d'autres [228], mais tous de texture cristalline, constituent la bordure septentrionale du Périgord où ils s'étendent sur 64 kilomètres de long avec une largeur de 12 à 20 kilomètres. (Carte III, p. 50.) Vers le Sud-Ouest, ils s'arrêtent au Nord de

Saint-Pardoux-la-Rivière, de Thiviers et d'Excideuil. Vers le Nord-Est, ils constituent la bordure méridionale du Limousin. Pour comprendre leur répartition et la disposition des zones de discordance qui les affectent, il est indispensable de dépasser les frontières du Périgord et d'envisager dans son ensemble la tectonique du Limousin occidental [220].

2° LES GRANITES DE NONTRON ET D'EXCIDEUIL.

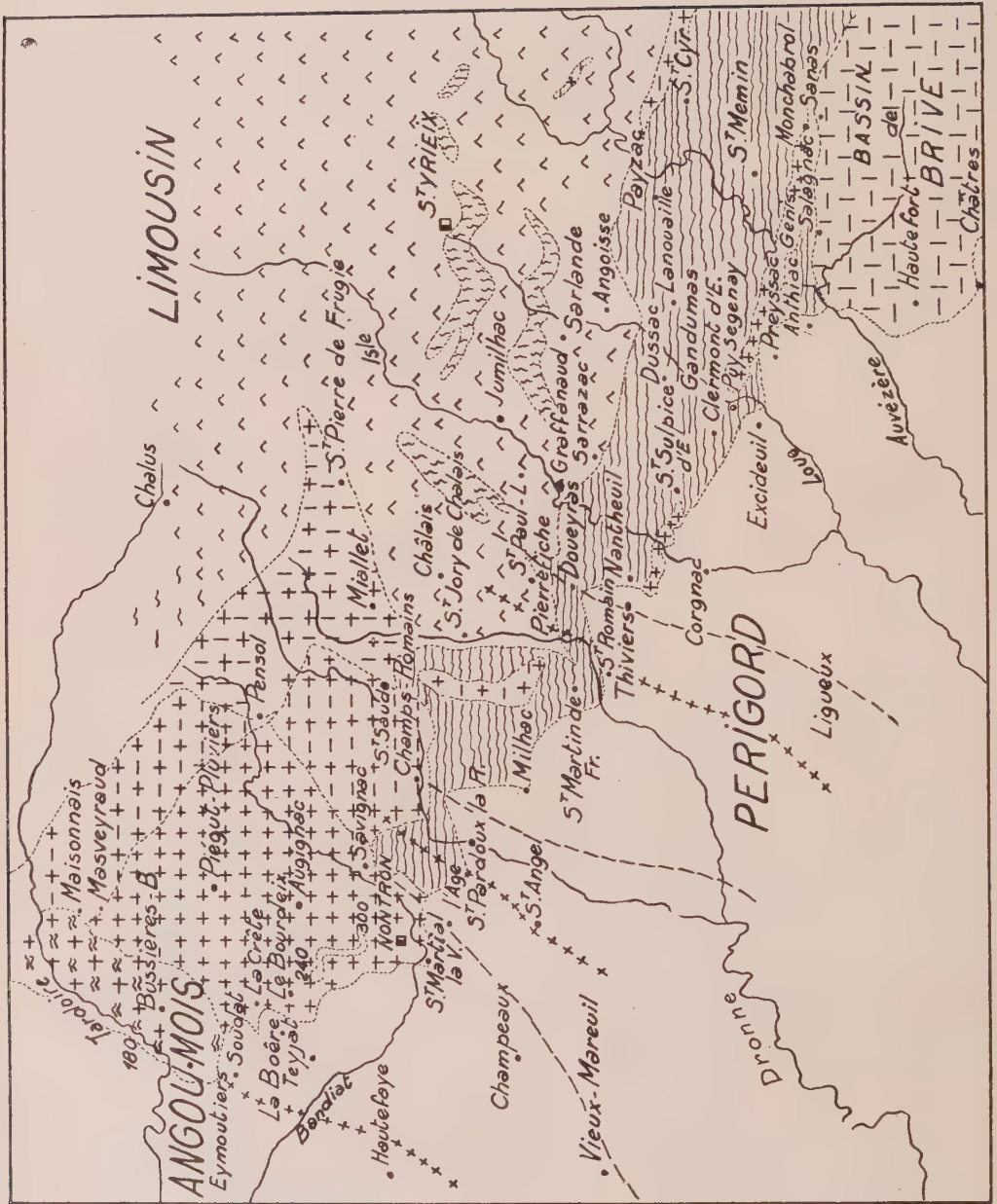
Les roches cristallines du Périgord septentrional offrent des faciès très divers dus à une cristallisation plus ou moins poussée. Phyllades, schistes à peine métamorphisés, micaschistes, gneiss et leptynites, granulite et granite, se juxtaposent du Sud-Est au Nord-Ouest. Les masses les plus profondément modifiées par les phénomènes métamorphiques constituent deux zones de granite, l'une au Nord de Nontron et l'autre à l'Est de Thiviers jusqu'au hameau de Sanas en Corrèze.

a) *Les granites de Nontron.* — Leur masse dessine une sorte de vaste quadrilatère aux confins du Périgord, du Limousin et de l'Angoumois : leur limite orientale s'étend de Saint-Martial-de-Valette, au Sud de Nontron, à Pensol, en Haute-Vienne, et à Maisonnais, près de la Tardoire; leur limite occidentale dessine un arc de cercle de Maisonnais aux approches de Nontron en passant près du village de Soudat; l'ensemble constitue un massif compact, drainé en majeure partie par le Bandiat et ses affluents.

b) *Les granites et les porphyroïdes d'Excideuil.* — Cette seconde zone de roches granitiques, plus ou moins remaniées par des phénomènes mécaniques, s'allonge sur près de 30 kilomètres, selon une direction Sud-Est-Nord-Ouest; elle surgit au Nord du Bassin de Brive où elle constitue, près des hameaux de Sanas et de Monchabrol, une lourde barre massive fermant l'horizon septentrional; elle atteint au maximum 1.500 mètres de largeur. Au Nord d'Anlhiac, elle s'amincit à moins de 400 mètres et s'épanouit de nouveau entre Preyssac et Gandumas. Mais avant d'atteindre Clermont-d'Excideuil, elle disparaît complètement sous les schistes satinés de Puy Ségenay. Elle ne reparait que dans le fond des vallées, entre Saint-Sulpice d'Excideuil, Cognac et Nantheuil près de Thiviers. Elle présente donc une solution de continuité de 4 à 5 kilomètres entre Clermont et Saint-Sulpice. Enfin, au Nord-Ouest de Nantheuil, elle disparaît complètement sous les gneiss, les granulites et les terrains du Lias.

3° LES GRANULITES ET LES MICASCHISTES.

Ils entourent le massif granitique de Nontron sur trois faces; les granulites s'étendent de Champs-Romains, au Sud-Est, jusqu'au hameau de Masveyrand, près de Maisonnais-sur-Tardoire, au Nord-Ouest; là, elles sont relayées par les micaschistes de Bussièrès-Badil qui intéressent à peine le Périgord; de même dans la bande des granulites, seule la partie méridionale, comprise entre Savignac-de-Nontron, Miallet, Saint-Jory-de-Chalais et Milhac correspond à la région étudiée. Mais il n'est pas inutile



Granite
++ +

Granulite
- + - +

Micaschistes
+ ≈ +

Gneiss
~ ~ ~

Leptynites
[] []

Schistes
crist.
[] []

Permien
- | - |

Secondaire
[] []

Anticlinaux
+ + + +

Synclinaux
- - - -

Échelle

0 10 20 km

de savoir, pour la compréhension du style tectonique périgourdin, que le massif granitique de Nontron surgit comme un laccolithe au centre d'une auréole de granulite et de micaschistes.

4° LES GNEISS ET LES LEPTYNITES.

A Saint-Jory, les gneiss et les leptynites succèdent aux granulites. Ces roches cristallines, peu différentes les unes des autres, s'ordonnent en longues bandes orientées du Sud-Ouest au Nord-Est et se rattachent à une zone de terrains gneissiques qui bordent le Massif Central, de Beaulieu, sur la Dordogne, à Chalus, en Limousin, selon une direction Sud-Est-Nord-Ouest. On constate ainsi, dans le Nord du Périgord, une brusque déviation à angle droit des gneiss et des leptynites; tandis que dans la Corrèze ces roches sont disposées en bandes étirées du Sud-Est au Nord-Ouest, comme l'axe granitique d'Excideuil, dans le Nord du département de la Dordogne, elles se dirigent vers le Sud-Ouest; la déviation se produit d'abord à l'Ouest de Saint-Yrieix, puis d'une manière plus nette au Nord de Sarrazac et au Sud-Ouest de Jumilhac.

Les gneiss passent insensiblement aux granulites dans la région de Saint-Jory-de-Chalais, tandis qu'ils butent contre les schistes cristallins de Dussac par une faille qui passe au moulin de Graffanau, sur l'Isle, au village de Sarrazac et à mi-chemin de Lanouaille et d'Angoisse. Cet accident est orienté tantôt Sud-Est-Nord-Ouest, tantôt Nord-Est-Sud-Ouest; mais, dans l'ensemble, la première direction l'emporte sur la seconde. (Carte III, p. 50.)

5° LES SCHISTES CRISTALLINS.

Enfin, entre les gneiss, les leptynites et les granulites du Limousin et les terrains sédimentaires du Périgord s'intercale une série de roches schisteuses, plus ou moins métamorphisées : schistes satinés d'Excideuil, grès et arkoses de Thiviers, phyllades et quartzites de Dussac, schistes sériciteux de Sarrazac et micaschistes à biotite de Saint-Jory-de-Chalais [227]. C'est l'extrémité septentrionale d'une longue et large bande de terrains cristallophylliens qui prend naissance vers Beaulieu sur la Dordogne et se poursuit sans interruption jusqu'au massif granitique de Nontron [197]. A l'Est de Lanouaille, entre Payzac et Salagnac, elle atteint 18 kilomètres de largeur; elle n'en a plus que huit entre Cognac et Sarrazac; elle s'amincit et se fragmente au Nord-Ouest de Saint-Romain et s'intercale dans la granulite en longues bandes orientées, non plus du Sud-Est au Nord-Ouest, mais du Nord-Est au Sud-Ouest, selon le changement de direction déjà signalé à propos des gneiss et des granulites. Au Sud du Bassin de Brive, les schistes sériciteux de Thiviers reparaissent dans le petit massif cristallin de Châtres, entre les terrains permien du Nord-Est et les terrains secondaires du Sud-Ouest [196].

CONCLUSION.

Ainsi, le Nord du Périgord est constitué par une série de roches cristallines où le métamorphisme est inégalement prononcé. Si, dans les

granites de Nontron, toute trace de stratification a disparu, dans les gneiss de Chalais il est toujours possible de retrouver l'inclinaison des strates, et dans les schistes sériciteux d'Excideuil les caractères de la sédimentation sont à peine altérés; on a même retrouvé des calcaires amorphes dans les schistes satinés de Génis [100].

Les zones de contact entre ces divers terrains métamorphiques ne sont pas toujours très nettes : on passe graduellement des granites aux granulites, des gneiss aux leptynites et des micaschistes aux schistes sériciteux. Néanmoins, les géologues ont pu relever le long de ces zones deux directions déjà signalées et importantes au premier chef dans la tectonique périgourdine; la première, et la principale, s'oriente du Sud-Est au Nord-Ouest, comme celle qui domine dans les roches cristallines au Sud du Massif Armoricaïn; aussi peut-on la qualifier de *sud-armoricaine*. La seconde est perpendiculaire à la précédente : elle domine dans les gneiss et les leptynites de Saint-Paul-la-Roche, ainsi que dans les micaschistes encastrés dans les granulites au Sud de Saint-Saud-Lacoussière. Elle s'oriente du Sud-Ouest au Nord-Est, comme les plissements hercyniens situés dans la partie orientale du Massif Central; on peut, à cause de cette direction, la désigner sous le terme de direction *varisque* : les géologues l'appellent parfois, par analogie avec les directions des plissements de l'Ecosse, la direction *calédonienne*.

§ II. — PÉNÉPLAINES PRIMITIVES

1^o LEUR RÉALITÉ.

Si l'on admet, avec la plupart des géologues [166], que les différences dans le degré de métamorphisme des roches cristallines proviennent soit de variations dans la sédimentation, soit surtout de l'ancienneté des phénomènes de cristallisation, on en déduit que les granites et les granulites de la région d'Augnac et de Saint-Saud dérivent de sédiments plus anciens que les gneiss de Jumilhac et que ceux-ci datent d'une période antérieure à celle où se formèrent les schistes de Lanouaille et d'Excideuil. Entre ces diverses sortes de roches existeraient ainsi des lacunes qui correspondraient à de longues périodes de dénudation avec formation de pénéplaines. Sur les granulites reposeraient en discordance les gneiss et les leptynites et à leur tour les phyllades et les schistes sériciteux de Thiviers recouvriraient les strates redressées et arasées du gneiss.

A l'aide de telles hypothèses et grâce à des observations sur le terrain, on peut établir par exemple que les schistes cristallins, de Dussac à Excideuil, fortement inclinés vers le Sud-Ouest, sous des angles de plus de 70 degrés, se sont formés dans d'immenses géosynclinaux où l'épaisseur des dépôts atteignait 15 à 20 kilomètres. Sous leur énorme masse, la pénéplaine qu'ils recouvraient a été non seulement fossilisée, mais déformée par un gigantesque mouvement de subsidence [227].

Il existe ainsi, dans les terrains primitifs du Périgord septentrional, trois ou quatre zones de contact anormal accompagnées souvent de décol-

lements importants avec formation de mylonites; chacune d'elles correspond-elle à une pénéplaine très ancienne, fossilisée et déformée? Les travaux récents de M. Roques le laissent entrevoir [228], et si l'on rapproche les terrains cristallins du Périgord des terrains encore amorphes de la Montagne Noire ou du pourtour du Bouclier canadien, où l'on a pu aisément mettre en évidence des surfaces d'érosion datées du début du Primaire, on est en droit, semble-t-il, d'admettre l'existence passée de semblables reliefs cycliques dans notre région. De toute manière, si l'étude de ces zones de contact ne permet pas d'expliquer beaucoup de détails dans le relief cyclique actuel, elle révèle néanmoins les grandes lignes de la tectonique périgourdine et peut servir ainsi d'introduction à l'analyse détaillée des surfaces d'érosion récentes.

2° LES ZONES DE CONTACT ENTRE LE GRANITE ET LES ROCHES CRISTALLINES DU POURTOUR.

a) *Autour du massif granitique de Nontron.*

Le granite de la région de Nontron disparaît sous les granulites, les micaschistes et les sédiments secondaires selon deux directions très nettes. La première est orientée du Sud-Ouest au Nord-Est, elle sépare le granite des micaschistes entre Soudat et Maisonnais-sur-Tardoire, et le granite des granulites entre Nontron et Pensol. La seconde est orientée du Sud-Est au Nord-Ouest et s'interpose entre les granites et la granulite de Pensol à Maisonnais-sur-Tardoire, et entre le granite et les sédiments secondaires de Nontron à Soudat.

Sur les zones de contact du granite et des autres roches cristallines, granulite et micaschistes, on ne peut guère recueillir d'observations intéressantes quant au relief cyclique périgourdin; on constate simplement leurs directions orthogonales, sud-armoricaines au Nord-Est et varisques au Nord-Ouest et au Sud-Est.

Le contact du granite et des sédiments secondaires, de Nontron à Soudat, est plus intéressant à analyser. Il est lui aussi soumis à l'orientation sud-armoricaine. Mais, de plus, on peut, par des coupes géologiques, en déterminer les principaux caractères. Il correspond à une zone d'affaissement dont le style varie du Sud-Est au Nord-Ouest. Près de Nontron, il s'agit d'une vigoureuse flexure faillée : au pied du hameau de la Côte, le Jurassique, ou mieux le Bajocien, vient buter contre le granite (fig. 12 et [139]). Au contraire, vers Teyjat et Soudat, cet accident tectonique s'atténue et se résout en une simple flexure : le granite passe lentement sous le Lias et le Jurassique. Toutefois, le passage n'est pas progressif : la surface du granite, d'abord sensiblement horizontale sous les grès rhétiens des Tuilières, au Nord de Nontron, s'incline de plus en plus rapidement vers le Sud-Ouest et, dans la vallée du Bandiat, elle se trouve à près de 100 mètres de profondeur (fig. 12).

Tandis qu'il ne peut être question de dater la zone de contact du granite et de la granulite, on peut admettre que la surface d'érosion sur laquelle s'est déposé le Lias de Teyjat et de Soudat date de la période qui

précède immédiatement la transgression marine liasique; elle serait donc prérhétienne. Nous aurons l'occasion d'étudier ailleurs cette surface d'érosion sur des terrains plus récents que les granites de Nontron; nous n'insisterons donc pas ici sur son allure en profondeur ni sur les traces qu'elle a laissées, en se rajeunissant par décapage, dans le relief actuel; nous retiendrons seulement l'orientation sud-armoricaine de ses déformations et l'atténuation des accidents tectoniques du Sud-Est au Nord-Ouest.

b) Autour des granites et des porphyroïdes d'Excideuil.

Les zones de contact entre les granites porphyroïdiques d'Excideuil et les roches qui les entourent offrent plus de complexité que celles du Nontronnais. Elles sont d'abord soumises à une direction nettement sud-armoricaine de l'Est-Sud-Est à l'Ouest-Nord-Ouest, du hameau de Sanas, près de Juillac, en Corrèze, au village de Nantheuil, près de Thiviers, en Dordogne. (Carte III.) Au Nord-Est, les grès et les arkoses de Thiviers, qui recouvrent le flanc septentrional de la barre granitique, s'inclinent vers Saint-Memin et Dussac; au Sud-Ouest, les schistes satinés d'Excideuil, qui recouvrent le flanc méridional du massif, descendent rapidement vers Génis et Saint-Médard.

Des accidents secondaires, de même orientation, affectent les zones de contact du granite et des schistes cristallins. Ce sont eux qui font disparaître les roches porphyroïdiques dans la vallée de la Loue, au hameau de la Forge, à 1.500 mètres au Nord-Est d'Excideuil; ce sont eux également qui expliquent l'alternance des bandes schisteuses et granitiques à l'Est de Clermont et la réapparition des mêmes formations cristallines au fond des vallées de l'Isle et de ses affluents, entre Saint-Sulpice et Nantheuil près de Thiviers. L'anticlinal granitique se divise donc en plusieurs barres résistantes séparées les unes des autres par des dépressions où se sont conservés des terrains cristallins plus récents. Le horst de granite, entre Juillac et Thiviers, affecte ainsi l'allure d'un faisceau de plis, d'un vaste anticlinorium où la surface de la roche primitive paraît soumise à des ondulations sensiblement parallèles et orientées de l'Est-Sud-Est à l'Ouest-Nord-Ouest. Cette surface représente peut-être une vieille pénéplaine recouverte par des sédiments métamorphisés et elle aurait été déformée par des mouvements de subsidence de direction sud-armoricaine. Entre les zones d'affaissement de Saint-Memin, au Nord, et de Génis, au Sud, le horst granitique de Sanas-Monchabrol et les granites porphyroïdiques d'Excideuil représentent donc un bloc très anciennement consolidé, un horst qui a contribué à maintenir au-dessus des zones de sédimentation du Sud-Ouest, les avancées occidentales du Massif Central. (Carte III, p. 50.)

Aux déformations de direction sud-armoricaine se superposent des accidents orientés d'une manière tout à fait différente. Ainsi, vers le Sud-Est, entre les Champs et la Bertonie, le horst de Monchabrol disparaît sous les terrains carbonifériens et permien, selon une ligne qui s'oriente de l'Ouest à l'Est, presque à angle droit avec le grand axe du massif granitique. A Preyssac, près d'Excideuil, grâce à un ensellement dans le

même axe, les terrains du Lias se sont conservés dans les roches porphyroïdiques et leur position actuelle révèle l'existence d'une dépression orientée du Sud-Ouest au Nord-Est. Entre Clermont d'Excideuil et Saint-Sulpice, un autre ensellement plus vaste et plus accentué fait complètement disparaître le granite sous des schistes séréciteux et des arkoses; des sédiments liasiques se sont même conservés dans cette zone d'affaissement qui a dû jouer à plusieurs reprises et qui ressemble à un synclinal orienté, également, du Sud-Ouest au Nord-Est. Enfin, à l'Ouest de Nantheuil, au droit des zones de subsidence où se sont conservées les leptynites dans les gneiss, le granite disparaît complètement et définitivement sous une vaste région d'effondrement de direction toujours Sud-Ouest-Nord-Est.

Ainsi, l'axe principal du massif granitique d'Excideuil n'est pas horizontal; il est soumis à des ensellements ou fléchissements successifs et de plus en plus accentués du Sud-Est au Nord-Ouest. Vers Sanas, les granites atteignent 350 mètres d'altitude sous les schistes cristallins : à Nantheuil, ils ne sont plus qu'à 130 mètres. Malgré sa forme très différente, la longue barre granitique d'Excideuil est donc soumise aux mêmes influences tectoniques que le massif quadrangulaire de Nontron.

CONCLUSION.

De cette rapide description de la répartition des terrains cristallins sur les blocs granitiques de Nontron et d'Excideuil, on peut déjà tirer quelques notions précises sur le style, l'âge et les conséquences morphologiques des plus anciennes surfaces d'érosion dans le Périgord septentrional.

a) Le style. — Dans l'allure des pénéplaines qui ont nivelé le granite, les influences tectoniques se traduisent par des ondulations ou mieux par des zones de résistance alternant avec des zones de subsidence. L'orientation de ces zones varie; tantôt elle est de direction sud-armoricaine, et c'est celle qui est prépondérante dans les porphyroïdes d'Excideuil; tantôt elle est de direction varisque, dessinant un angle droit avec la précédente. D'une manière générale, ces accidents s'atténuent du Sud-Est au Nord-Ouest : les failles se transforment en flexures et les surfaces fossilisées diminuent d'altitude et disparaissent sous des terrains de plus en plus récents.

b) L'âge. — Les géologues ne s'accordent pas pour attribuer un âge aux formations cristallines qui recouvrent les masses granitiques de Nontron et d'Excideuil. Il est certain que les schistes séréciteux de Clermont d'Excideuil et les micaschistes de Sarrazac sont plus récents que les gneiss de Saint-Paul-la-Roche et la granulite de Saint-Saud-la-Coussière. M. Raguin date du Westphalien les formations schisteuses de Génis et de Dussac [221], Ph. Glangeaud les attribuait au Prédévonien, et G. Mouret au Précambrien [197]. La différence de structure entre les sédiments du Stéphanoien dans le Bassin de Brive et les schistes d'Excideuil est cependant si accusée qu'on ne peut, semble-t-il, attribuer ces derniers à l'étagé immédiatement antérieur à celui où se sont formés les premiers dépôts

lagunaires dans la dépression tectonique de Brive. Déjà, très fortement plissés, affectés d'un violent pendage vers le Sud-Ouest, les schistes satinés d'Excideuil constituaient au Stéphanién un matériel fort ancien sur lequel se déposèrent les grès et les calcaires du Carboniférien supérieur. Aussi incline-t-on plutôt vers la solution de Ph. Glangeaud : schistes et arkoses dateraient du Silurien et, selon l'opinion de G. Mouret, les gneiss et les leptynites seraient du Précambrien. De toute manière, si l'on admet qu'il y ait des surfaces d'érosion fossilisées sur le massif granitique de Nontron par des leptynites et des gneiss, elles sont plus anciennes que celles des porphyroïdes d'Excideuil que recouvrent les schistes cristallins. Si celles-ci datent du Silurien, sans qu'il soit possible de préciser davantage, celles-là remontent au Précambrien.

c) *Les conséquences morphologiques.* — La remise à jour de ces surfaces fossiles n'a pratiquement pas d'influence sur le relief. Dans les régions où l'on passe des schistes cristallins ou des gneiss au granite, on ne peut relever la trace d'un replat prolongeant à l'air libre les surfaces recouvertes encore par des sédiments métamorphisés. Cette absence de relief cyclique rajeuni provient de la résistance analogue des diverses roches cristallines aux forces d'érosion. Les pénéplaines éventuelles qui auraient recoupé les roches granitiques au Nord de Nontron et d'Excideuil ont disparu au fur et à mesure de leur exhumation. Toutefois, la structure différente des granites et des schistes cristallins introduit de la diversité dans les formes actuelles de la topographie; l'étude du relief structural permettra de la mettre en évidence.

3° LES ZONES DE CONTACT ENTRE LES GNEISS ET LES LEPTYNITES.

Entre Sarlande à l'Est et Saint-Jory-de-Chalais à l'Ouest, le Périgord septentrional est formé par des gneiss et des leptynites. (Carte III, p. 50.) Les différences de métamorphisme entre ces deux sortes de roches sont assez faibles; on peut néanmoins constater que les leptynites, moins métamorphisées que les gneiss, paraissent provenir de sédiments analogues aux arkoses de Thiviers et sont relativement plus récentes que les gneiss. Elles sont, d'autre part, encastrées dans des sortes de gouttières au sein des masses gneissiques comme des sédiments conservés à l'intérieur de synclinaux. Cette différence de structure et cette situation tectonique particulière permettent de les envisager comme des matériaux provenant d'une sédimentation qui aurait recouvert une surface d'érosion développée aux dépens des gneiss sous-jacents. Dans ces conditions, l'orientation des synclinaux où se sont conservées les leptynites n'est pas sans intérêt pour l'étude morphologique du Périgord.

Ainsi que nous l'avons déjà signalé, à l'Est de Jumilhac les leptynites s'orientent vers le Nord-Ouest, selon une direction sud-armoricaine, mais à l'Ouest d'une ligne joignant Sarrazac à Jumilhac, elles prennent une orientation Nord-Est-Sud-Ouest. Dans cette région, autour de Saint-Paul-la-Roche, toutes les roches sont affectées de la même direction varisque, aussi bien les amphiboles de la Valade que les filons de quartz de Roche-

Blanche et de Goursolas. Vers le Nord, entre Saint-Pierre-de-Frugie et Miallet, les gneiss entrent en contact avec la granulite selon un axe qui est également orienté du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

Dans ces roches diversement métamorphisées, mais qui ont conservé des traces de stratification et de plissement assez nettes pour qu'on puisse y déceler des racines d'anticlinaux et des fonds de synclinaux, on retrouve donc les deux directions, sud-armoricaine et varisque, déjà mises en valeur par l'analyse des surfaces d'érosion qui recoupent les granites. Ici, autour de Jumilhac, tout semble s'expliquer comme si les gneiss avaient été nivelés par une surface d'érosion que seraient venues recouvrir les leptynites. Cette surface d'érosion, ainsi fossilisée, aurait été déformée par des mouvements de subsidence déterminant des zones synclinales où se seraient accumulées et conservées les leptynites. L'orientation de ces accidents obéit donc aux mêmes lois que celles qui régissent la tectonique des blocs granitiques du Nontronnais et du massif de Montchabrol.

4° LES ZONES DE CONTACT ENTRE LES SCHISTES CRISTALLINS ET LES FORMATIONS ANTÉRIEURES.

Avec les grès, les arkoses, les phyllades et les micaschistes qui bordent le Limousin méridional, il est relativement facile de mettre en évidence les zones de contact qui séparent ces roches métamorphiques des gneiss de Jumilhac et des granulites de Champs-Romains. Les schistes cristallins de Savignac-Lédrier et de Dussac ont en effet conservé leur stratification primitive et les mouvements tectoniques y apparaissent avec beaucoup de netteté [227]. Ces roches, qui datent probablement du Silurien, se sont maintenues dans un vaste synclinal qui s'étend de Juillac, en Corrèze, à Saint-Romain, près de Thiviers, et dans une série de petites dépressions ménagées dans la granulite au Nord de Saint-Martin-de-Fressengeas et de Saint-Pardoux. (Carte III, p. 50.)

Le contact entre les gneiss et les micaschistes s'effectue de Payzac à Sarrazac par une faille sinueuse, orientée du Sud-Est au Nord-Ouest près de Saint-Cyr-les-Campagnes et de Payzac, du Nord-Est au Sud-Ouest entre Angoisse et Dussac, et de nouveau vers le Nord-Ouest, dans la région de Sarrazac. A l'Ouest du méridien de Thiviers, les accidents de direction varisque deviennent prépondérants : ils sont représentés par la faille de Doueyras qui fait buter des cornéennes contre des micaschistes par l'accident de Pierrefiche, où les micaschistes entrent en contact avec les gneiss, et par de petits synclinaux, au Nord de Saint-Martin-de-Fressengeas et de Milhac, où sont encastrées, dans les gneiss et la granulite, des bandes de schistes cristallins plus ou moins granulitisés et de micaschistes à structure gneissique. (Cartes III et IV, p. 50 et 68.)

On peut donc admettre que les schistes cristallins du Périgord septentrional se sont déposés à l'époque silurienne sur une pénéplaine qui nivelait uniformément les gneiss, les leptynites et les granulites. Par suite de poussées latérales ou verticales, cette pénéplaine fossilisée s'est déformée avant le Carboniférien en zones synclinales et anticlinales orientées

soit vers le Nord-Ouest (direction sud-armoricaine), soit vers le Sud-Ouest (direction varisque). Ces accidents tectoniques s'atténuent eux aussi du Sud-Est au Nord-Ouest; tandis qu'au Nord du Bassin de Brive, la zone des schistes cristallins atteint 10 kilomètres de largeur et se divise en plusieurs synclinaux et anticlinaux, au droit d'Excideuil, sa largeur n'est plus que de 6 kilomètres, et au Nord de Milhac, les schistes sériciteux se réduisent à de simples placages à la surface des granulites. Les conclusions auxquelles on avait abouti après l'analyse des surfaces de contact entre granite et roches environnantes se précisent donc par l'étude des relations entre les micaschistes et les formations antérieures.

5° CONCLUSIONS SUR LES PÉNÉPLAINES PRIMITIVES.

Seule peut être donc mise en évidence la surface d'érosion fossilisée par les schistes cristallins sur les gneiss, les leptynites et les granulites. Il existe probablement d'autres pénéplaines très anciennes entre les gneiss, la granulite et le granite, les différences de faciès dans ces roches à structure cristalline provenant sans doute de l'ancienneté et de la nature de la sédimentation. Mais les bouleversements géologiques ont effacé toute trace de discordance nette et ne permettent plus de déchiffrer les feuillets primitifs de l'histoire tectonique du Périgord septentrional.

Néanmoins, ce sont probablement ces vieilles surfaces d'érosion qui guident par leurs déformations la répartition actuelle des divers terrains cristallins, qui expliquent l'apparition ou la disparition des masses cristallophylliennes ou granitiques, les décrochages et les déviations si nombreuses dans les leptynites de Jumilhac et les amphibolites de Saint-Paul-Laroche. Il serait vain cependant de rechercher l'influence de ces pénéplaines primitives dans le relief actuel. Si elles ont été en partie décapées et exhumées par l'érosion, elles ont été également nivelées par la formation de pénéplaines plus récentes et l'érosion différentielle n'a pu guère jouer sur des roches de résistance sensiblement égale.

Toutefois, l'analyse de leur tectonique présente un grand intérêt. Si elle permet d'expliquer la mise en place des roches cristallines dans le Périgord septentrional, elle met également en évidence les lois qui régissent la structure géologique sur les confins du Périgord et du Limousin. Les accidents tectoniques s'y ordonnent selon deux directions : les plus amples et les plus continus s'orientent du Sud-Est au Nord-Ouest, selon la direction sud-armoricaine. Ils contribuent à délimiter la bordure du grand synclinorium où se sont maintenus les schistes cristallins de Lanouaille et de Dussac. Le second groupe d'accidents est moins net, plus restreint. Il est soumis à la direction varisque du Sud-Ouest au Nord-Est. Particulièrement bien développé autour du horst granitique de Nontron et dans les traînées de leptynite de Saint-Paul-Laroche, il s'atténue dans les porphyroïdes d'Excideuil et disparaît vers le Sud-Est dans les plateaux cristallins qui bordent le Bassin de Brive, au delà de Juillac et d'Objat.

§ III. — LA PÉNÉPLAINE STÉPHANIENNE

1° CARACTÈRES GÉNÉRAUX.

Tandis que les phénomènes de discordance et les différences de structure sont assez difficiles à observer entre les schistes cristallins d'Excideuil et les gneiss de Jumilhac-le-Grand, le contact entre les granites de Sanas et les terrains sédimentaires du Bassin de Brive offre un contraste qui ne peut échapper à l'observation [196 et 243]. Les poudingues, les calcaires et les grès du Carboniférien et du Permien, faiblement inclinés de quelques degrés vers le Sud, butent contre les roches métamorphisées de Génis dont le pendage atteint 70 à 80 degrés. Différence de structure et de discordance ne peuvent être plus accentuées, et il est extrêmement facile de mettre en évidence, par des coupes géologiques et par l'examen du relief, la présence, au Nord-Ouest du Bassin de Brive, d'une pénéplaine fossile partiellement exhumée (fig. 14).

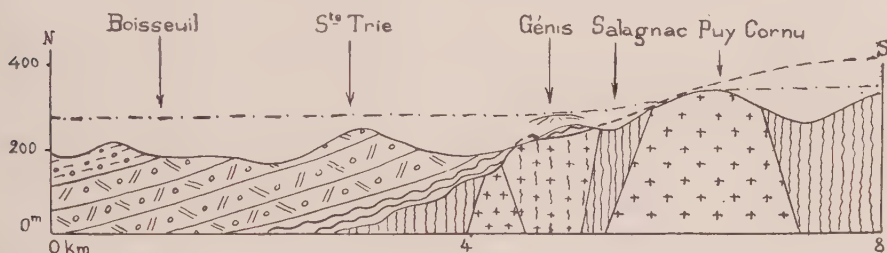


Fig. 14. — COUPE NORD-SUD DE PUY CORNU A BOISSEUIL.
(Intersection des surfaces d'érosion préliasique et stéphanienne.)

La portion du Bassin de Brive qui intéresse la région périgourdine étant relativement restreinte, l'analyse de la pénéplaine fossilisée sous les sédiments carbonifériens et permien ne porte que sur une faible étendue qui est limitée, vers le Nord, par une ligne allant de Sanas à Cherveix et, vers le Sud, par la zone de Cublac à la Chapelle-Saint-Jean, autour du massif cristallin de Châtres. La netteté de cette pénéplaine permet d'aborder toute une série de problèmes géologiques et morphologiques. On peut se demander en particulier quel est l'âge de cette surface d'érosion, quelles sont les déformations qu'elle a subies au cours des temps passés et enfin quelle est son influence sur le relief actuel.

2° L'ÂGE DE LA PÉNÉPLAINE CARBONIFÉRIENNE.

Qualifier de carboniférienne la pénéplaine que recouvrent les sédiments du Bassin de Brive manque de précision; on peut serrer la réalité de plus près. Développée à la surface des schistes cristallins de Génis et de Châtres, cette surface d'érosion est nécessairement postérieure

à leur dépôt, à leur métamorphisme et à leur plissement. Sans doute, en quelques points du Limousin, M. Raguin a démontré que certaines cristallisations dataient du Carboniférien, mais ce sont des cas exceptionnels [221]. La masse des schistes sériciteux d'Excideuil et des arkoses de Thiviers est plus ancienne : sans lui attribuer, comme on le faisait jadis, une origine précambrienne, on peut admettre avec Ph. Glangeaud qu'elle date du Silurien et du début du Dévonien [140]. Il y a eu, en tout cas, entre sa formation et la sédimentation du Bassin de Brive, un long intervalle de temps durant lequel ont pu s'exercer d'intenses phénomènes d'érosion et de métamorphisme. C'est sur des surfaces plusieurs fois remaniées que se sont déposés les grès et les poudingues du Carboniférien et du Permien.

La dernière pénéplaine que ces dépôts ont fossilisée doit être contemporaine de la transgression lagunaire et marine qui a entraîné la sédimentation du Bassin de Brive. Comme on le verra plus loin, cette surface était encore en pleine évolution, avec de fortes dénivellations, quand elle a été fossilisée, de sorte qu'elle a le même âge que les premiers dépôts qui la recouvrent. Or, ces dépôts sont constitués par des grès grossiers renfermant des lits de houille; on a pu les dater avec précision du Stéphanien [196]; la surface d'érosion qu'ils recouvrent peut être qualifiée, elle aussi, de surface d'érosion ou de *pénéplaine stéphanienne*. Elle s'est développée aux dépens des schistes cristallins durant le Westphalien et au début du Stéphanien, par conséquent durant le Carboniférien moyen.

3° L'ASPECT PRIMITIF ET LES DÉFORMATIONS SECONDAIRES DE LA PÉNÉPLAINE STÉPHANIENNE.

La surface, que recouvrent les sédiments du Bassin de Brive, n'est pas une pénéplaine parfaite, parvenue, lors de sa fossilisation, à une quasi horizontalité; c'est plutôt une surface d'érosion incomplètement évoluée, sculptée par un épicycle dans les arkoses de Thiviers et les schistes satinés d'Excideuil. Les grès du Stéphanien se sont déposés dans des vallées mûres, mais néanmoins assez fortement accusées pour que les géologues aient pu les reconnaître vers Juillac et Salagnac [196]. On est même parvenu à identifier, sous les sédiments houillers, des pentes de colline fossilisées, parfaitement reconnaissables, avec leurs éboulis, près de La Renaudie, au nord du Bassin (carte V, p. 73), et près de La Villedieu dans la partie méridionale (a). C'est donc sur des rivages accidentés, découpés par des estuaires aux contours irréguliers et bordés de faibles hauteurs que se sont avancés les lagunes et les marécages du Carboniférien supérieur. Ces rivages ne devaient pas dépasser sensiblement vers le Nord les

(a) Dans son étude sur les surfaces d'érosion du Limousin, M. Perpillou a constaté des phénomènes analogues autour de Chassenon [212]. Le dépôt permien de Videix, dans la vallée de la Charente, présente des dénivellations de 60 mètres, dans une vallée aussi jeune que la vallée actuelle. « L'allure générale de la surface cristalline environnante, écrit-il, montre qu'il y avait là une dépression évasée dans les roches anciennes et disséquée par des vallées jeunes. »

limites actuelles du Bassin de Brive; en effet, on retrouve actuellement, dans les sédiments du Houiller et du Permien, des galets de quartz et de schistes cristallins et des amas de végétaux carbonisés et déposés en stratification inclinée et entrecroisée comme dans les formations deltaïques. On peut donc affirmer que les sédiments carbonifériens n'ont pas recouvert de grandes étendues sur le Limousin méridional; la nature détritique de leurs dépôts montre qu'ils ne s'étendaient guère au Nord de la région de Salagnac, de Montchabrol et de Juillac.

Les sédiments du Permien sont également constitués par des grès et des poudingues riches en galets et en graviers de granite et de quartz, dénotant la présence de rivages tout proches. Néanmoins l'épaisseur de ces dépôts détritiques est considérable. Si, sur les bords septentrionaux du Bassin de Brive, l'Autunien n'a qu'une dizaine de mètres d'épaisseur, dans la région de Coubjours et de Badefols-d'Ans, Autunien et Saxonien atteignent plus de 300 mètres de puissance et leurs strates sont très légèrement incurvées vers le centre du Bassin. La sédimentation s'est donc effectuée comme dans un géosynclinal; à mesure que les dépôts s'accumulaient dans une mer peu profonde et à proximité de rivages assez accidentés, la cuvette qu'ils garnissaient s'approfondissait par un lent mouvement de subsidence. Cet affaissement s'est d'ailleurs accentué à la fin du Permien car les dépôts supérieurs de cette époque géologique sont plus épais que les dépôts inférieurs : les grès rouges inférieurs n'ont qu'une centaine de mètres d'épaisseur vers Coubjours, tandis que les grès rouges supérieurs atteignent près de 200 mètres au même endroit. Cette constatation est très intéressante. Ce qui s'est produit dans le Bassin de Brive n'est sans doute que la répétition de ce qui s'est passé plus au Nord quand les schistes de Dussac et de Lanouaille se déposaient sur les gneiss de Jumilhac. Ainsi s'expliquent les énormes accumulations de phyllades et d'arkoses du Périgord septentrional dont l'épaisseur totale est estimée à plus de 15 kilomètres. De même, dans les déformations de la surface d'érosion stéphanienne que l'on va décrire, au lieu de faire intervenir des phénomènes de plissement par compression latérale, il convient de faire prévaloir les phénomènes de subsidence par poussée verticale.

4° INFLUENCE DES ACCIDENTS SUD-ARMORICAINS.

Dans les déformations de la surface d'érosion que recouvrent les sédiments du Bassin de Brive, on peut distinguer deux sortes d'accidents de direction très différente : les uns s'orientent vers le Nord-Ouest, on peut les qualifier de sud-armoricains : les autres s'orientent vers le Nord-Est, ils sont de direction varisque.

Les premiers sont de beaucoup les plus importants. Ils déterminent deux zones de subsidence de part et d'autre du massif de Châtres. La zone septentrionale est la mieux développée; elle s'étend des terrains cristallins de Salagnac aux arkoses de la Chapelle-Saint-Jean. Une coupe géologique Nord-Sud montre les grès permien soumis à une série d'ondulations parallèles et orientées du Sud-Est au Nord-Ouest; l'ensemble, assez fortement déprimé au centre, constitue donc un faisceau de synclinaux de

direction sud-armoricaine (fig. 15). L'axe de ce synclinorium passe approximativement par Coubjours, la Nouaillette et Hautefort. Vers le Nord, les sédiments primaires s'appuient sur les schistes cristallins le long d'une flexure qui s'atténue de l'Est à l'Ouest; tandis que, entre Sanas et la

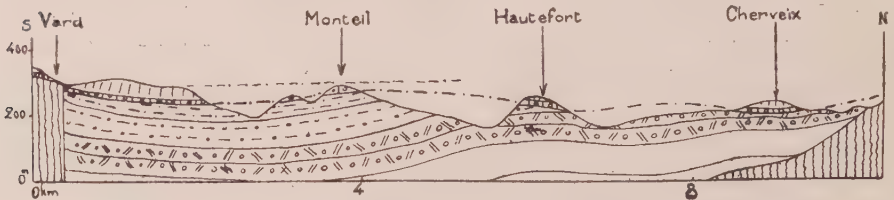


Fig. 15. — Coupe Nord-Sud du Bassin de Brive à Hautefort.
(Déformations de la surface d'érosion préliasique à l'Ouest du Bassin.)

Bertonie, le pendage des grès permien atteint 20 pour 100, il n'est plus que de 10 pour 100 à Cubas, dans la vallée de l'Auvézère. Vers le Sud, le Bassin de Brive entre en contact avec les schistes sériciteux de Châtres par une flexure faillée dont le rejet, près du hameau de Nibous, est de 120 à 150 mètres (fig. 16). La coupe géologique, au droit des petites

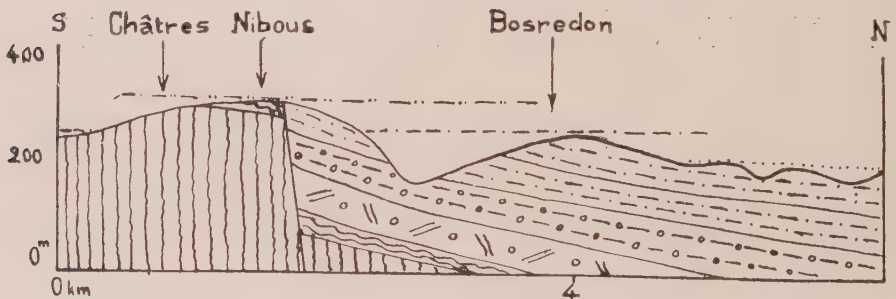


Fig. 16. — Coupe Nord-Sud au Nord du Massif cristallin de Châtres.
(Gauchissement et faille de la surface d'érosion stéphanienne;
situation respective des niveaux d'érosion tertiaires.)

plaques de Houiller de Châtres et de Transalvat, montre comment la surface d'érosion, sur laquelle reposent ces débris de l'ancienne couverture sédimentaire, d'abord sensiblement horizontale, s'incline ensuite brusquement vers le Nord-Est, s'étire et se faille, pour redevenir ensuite, sous les dépôts carbonifériens, probablement horizontale ou faiblement ondulée. La faille de Châtres traduit par conséquent le rebord méridional d'une région plastique de l'écorce terrestre.

La seconde zone de subsidence s'étend au Sud du massif de Châtres. Nous n'en pouvons connaître que la bordure septentrionale et orientale, entre Moncibre, Marquoil et Beauregard; la partie méridionale et occidentale disparaît sous les terrains secondaires. Mais la faible étendue qui

reste soumise à l'observation suffit à montrer que l'on est encore en présence d'un accident semblable à la faille de Châtres, quoique plus complexe. L'analyse des mouvements tectoniques, autour de la vallée de l'Ellé et du petit vallon qui descend de Loubignac, décèle des flexures faillées débutant, au Nord, par une faible pente vers le Sud de la surface d'érosion fossilisée sous les grès houillers, puis s'accroissant jusqu'à se rompre à quelques centaines de mètres de là en direction du Sud et du Sud-Est. Ainsi, le décrochement est plus brutal sur le flanc Sud du massif de Châtres que sur le flanc Nord (fig. 17).

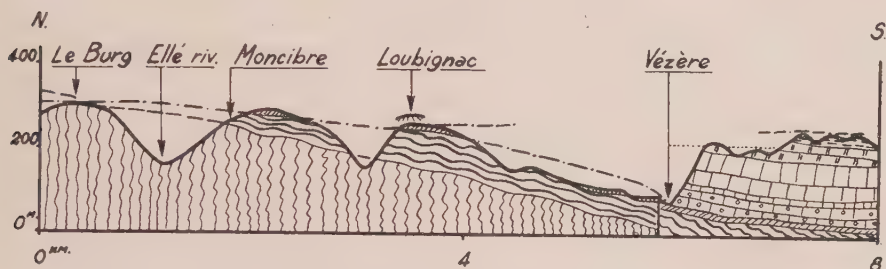


Fig. 17. — Coupe Nord-Sud à l'Est du massif cristallin de Châtres.

(Relations entre les surfaces d'érosion stéphanienne et préliasique;
situation respective des surfaces d'érosion préstampienne et mio-pliocène.)

Entre les deux zones de subsidence, de Coubjours-Hautefort au Nord et de Cublac-La Villedieu au Sud, les schistes sériciteux de la Chapelle-Saint-Jean et de Châtres se comportent comme un horst resté en place tandis que son pourtour s'est affaissé. Il a offert aux pesées verticales qu'exerçaient sur lui les mers primaires plus de résistance que les bassins qui l'entouraient. Néanmoins, il a moins bien tenu sur sa bordure méridionale que sur sa bordure septentrionale : le Houiller, qui est à 330 mètres près de Châtres, n'est qu'à 300 mètres à Moncibre et des failles le font descendre rapidement au-dessous de la vallée de la Vézère qui se trouve ici à 80 mètres d'altitude. Le bloc cristallin a donc basculé sensiblement du Nord-Est au Sud-Ouest. Mais ce mouvement, qui contribue à déformer la surface d'érosion stéphanienne, est en partie postérieur aux dépôts houillers qui sont de même âge et de même nature à Châtres, à Moncibre et dans la vallée de la Vézère. On en précisera l'âge plus loin; il suffit pour l'instant de constater que la répartition des terrains primaires et primitifs, dans la partie occidentale du Bassin de Brive, est liée à des accidents de direction sud-armoricaine et déterminée par des phénomènes de subsidence.

5° INFLUENCE DES ACCIDENTS DE DIRECTION VARISQUE.

Les déformations d'orientation sud-armoricaine ne suffisent pas cependant à expliquer complètement la répartition des terrains primaires dans l'Est du Périgord. Des accidents, de direction tout à fait opposée,

interviennent pour modifier l'allure de la surface d'érosion stéphanienne et déterminer la mise en place des terrains primaires. Ainsi, la flexure, qui limite le Bassin de Brive au pied du horst cristallin de Salagnac, est affectée de nombreuses sinuosités. (Carte V, p. 73.) Tantôt elle s'oriente vers l'Ouest-Nord-Ouest entre le hameau du Champ et La Renaudie, tantôt elle s'infléchit vers le Sud-Ouest entre La Bertonie et Chantecorps et de Nepoux à Néboule au Nord-Ouest de Sainte-Trie. Par étapes, la bordure septentrionale du Bassin, au lieu de rester parallèle à la faille de Châtres, s'en rapproche et la zone des terrains primaires se restreint peu à peu; si ces terrains ne se glissaient pas sous les sédiments secondaires, on les verrait disparaître vers l'Ouest par réduction progressive, au point où les schistes sériciteux de la Chapelle-Saint-Jean rejoignent les schistes satinés de Génis. De la sorte, les accidents de direction varisque l'emportent sur les accidents de direction sud-armoricaine dans la partie septentrionale du Bassin de Brive et contribuent à lui donner sa configuration effilée vers le Nord-Ouest, en proue de bateau.

Au Sud-Est du massif de Châtres, les travaux effectués par la mise en exploitation des gisements de houille ont permis de mettre également en évidence de nombreux accidents varisques; toute une série de failles, entre les hameaux de Moncibre et de la Tuilière, au Nord de La Villedieu, sont orientées du Sud-Ouest au Nord-Est et forment presque un angle droit avec les failles de direction sud-armoricaine. Elles entraînent l'effondrement progressif de la surface d'érosion stéphanienne vers le Sud-Est et avec elle disparaissent les schistes du massif cristallin de Châtres.

CONCLUSION.

Ainsi se précisent, par l'analyse des déformations qui ont affecté la surface d'érosion stéphanienne, les lois qui régissent l'architecture du sol dans le Périgord septentrional. Les accidents géologiques s'ordonnent selon deux directions sensiblement orthogonales. Les déformations qu'elles déterminent s'atténuent du Sud-Est vers le Nord-Ouest, mais elles sont trop oblitérées par la couverture secondaire pour qu'il soit encore possible d'aboutir à une conclusion plus précise sur ce phénomène tectonique particulier.

6° LA SURFACE D'ÉROSION STÉPHANIENNE DANS LE RELIEF ACTUEL.

La faible résistance aux forces d'érosion du matériel permo-carboniférien dans la partie occidentale du Bassin de Brive permet, dans une certaine mesure, la réapparition à l'air libre de quelques fragments de la surface d'érosion stéphanienne développée aux dépens des schistes cristallins et des granites très résistants de Génis et de Montchabrol. On peut lui attribuer les pentes des collines qui s'élèvent au Nord de Sainte-Trie et de Bugeadas (fig. 14). Vues de Coubjours et de Badefols-d'Ans, ces pentes dessinent sur l'horizon septentrional une muraille sombre et rigide qui marque la retombée du Limousin sur les pays du Bassin Aquitain. C'est un fragment rajeuni de la flexure qui s'est lentement infléchie sous les grès et

les calcaires du Houiller et du Permien au Nord du Bassin de Brive. Au flanc de cette dénivellation, bien orientée vers le Sud comme un immense adret, se sont fixés de nombreux hameaux et les pavillons du village sanitaire de Clairvivre.

Sur le massif de Châtres, la surface d'érosion stéphanienne s'est mieux conservée parce qu'elle coïncide avec des niveaux d'érosion beaucoup plus récents. (Carte VI, p. 80.) Les replats du Maine et de Beaulieu, à 334 mètres, entre la Chapelle-Saint-Jean et Châtres, les hauteurs des Nibous et de Transalvat, qui atteignent 320 mètres d'altitude, les croupes du Burg et de Moncibre à 303 et 307 mètres d'altitude, peuvent être attribués à la vieille pénéplaine carboniférienne exhumée; ils portent encore de minces plaques de grès houiller. Mais ils ne constituent qu'une étroite bordure en marge de la faille de Châtres. Dès qu'on s'éloigne vers le Sud-Ouest, sous l'influence de l'érosion récente des affluents de la Vézère, les vallées se creusent, les croupes s'abaissent et la surface d'érosion stéphanienne se résout en minces lanières, puis disparaît. Peut-être forme-t-elle quelques replats aux flancs du vallon de la Tuilière, au Nord de La Villedieu, mais ces accidents du relief sont insignifiants.

Toutefois, on ne peut négliger entièrement la pénéplaine stéphanienne; ce serait ignorer un double aspect du relief périgourdin : la retombée du Limousin sur le Bassin de Brive et les replats qui nivellent les sommets du massif cristallin de Châtres. (Carte VIII, p. 193.) Le contraste qui éclate si vivement entre la forte pente de la première et la quasi horizontalité des seconds souligne l'importance des déformations qu'a subies au cours de sa fossilisation la surface d'érosion cachée sous les grès et les poudingues de Cublac et de Badefols-d'Ans.

7° LA SURFACE D'ÉROSION STÉPHANIENNE HORS DU PÉRIGORD.

Il est sans doute téméraire de vouloir établir des rapports entre les traces de la pénéplaine stéphanienne dans le relief périgourdin et celles qui peuvent être attribuées à la même époque dans le relief du Massif Central. M. Perpillou s'est refusé à voir, sous les débris des sédiments permien de Chassenon, les traces d'un cycle d'érosion antérieur à la fin du Primaire [212]. M. Meynier ne distingue pas, dans le Ségala, de pénéplaine plus ancienne que celle du Lévezou qu'il date du début de l'ère secondaire [191]. Par contre, Albert Demangeon voyait dans la Montagne Limousine l'œuvre de cycles d'érosion datant de l'ère primaire et il y discernait la première des trois surfaces cycliques nivelant les plateaux cristallins de l'Ouest [98]. M. Baulig, qui a envisagé l'ensemble du Massif Central [34], n'a pas hésité à mettre en évidence, en de nombreux points, une pénéplaine carboniférienne; autour des synclinaux hercyniens de l'Est, sur les blocs basculés du Vivarais ou du Gévaudan, son analyse morphologique, si précise et si minutieuse, révèle des surfaces d'érosion fossiles dégagées de leur couverture de sédiments stéphanien et permien; il en a fait le cycle A¹, le plus ancien de tous ceux qui ont réduit successivement le Plateau Central à l'état de pénéplaine. (Tableau I, p. 190.)

En Limousin, M. Baulig croit pouvoir accrocher ce cycle à une

rupture de pente qu'il décèle dans les plus hautes vallées de la Montagne, à 897 mètres d'altitude aux sources de la Vézère et à 860 mètres sur la Dadalouze, affluent de la Corrèze (fig. 46). Si cette opinion est exacte, la surface d'érosion, qui se dégage du Bassin de Brive et nivelle la retombée du Limousin sur l'Aquitaine, se raccorderait ainsi aux larges vallonnements très mûrs qui découpent les hauteurs des plateaux de Gentioux et de Millevaches. Mais la solution de continuité est si grande, entre les limites septentrionales du Périgord et les masses granitiques de la Montagne Limousine, qu'il vaut mieux laisser encore le rapprochement à l'état de simple hypothèse.

CHAPITRE III

LES TERRAINS ET LES SURFACES D'ÉROSION DE L'ÈRE SECONDAIRE

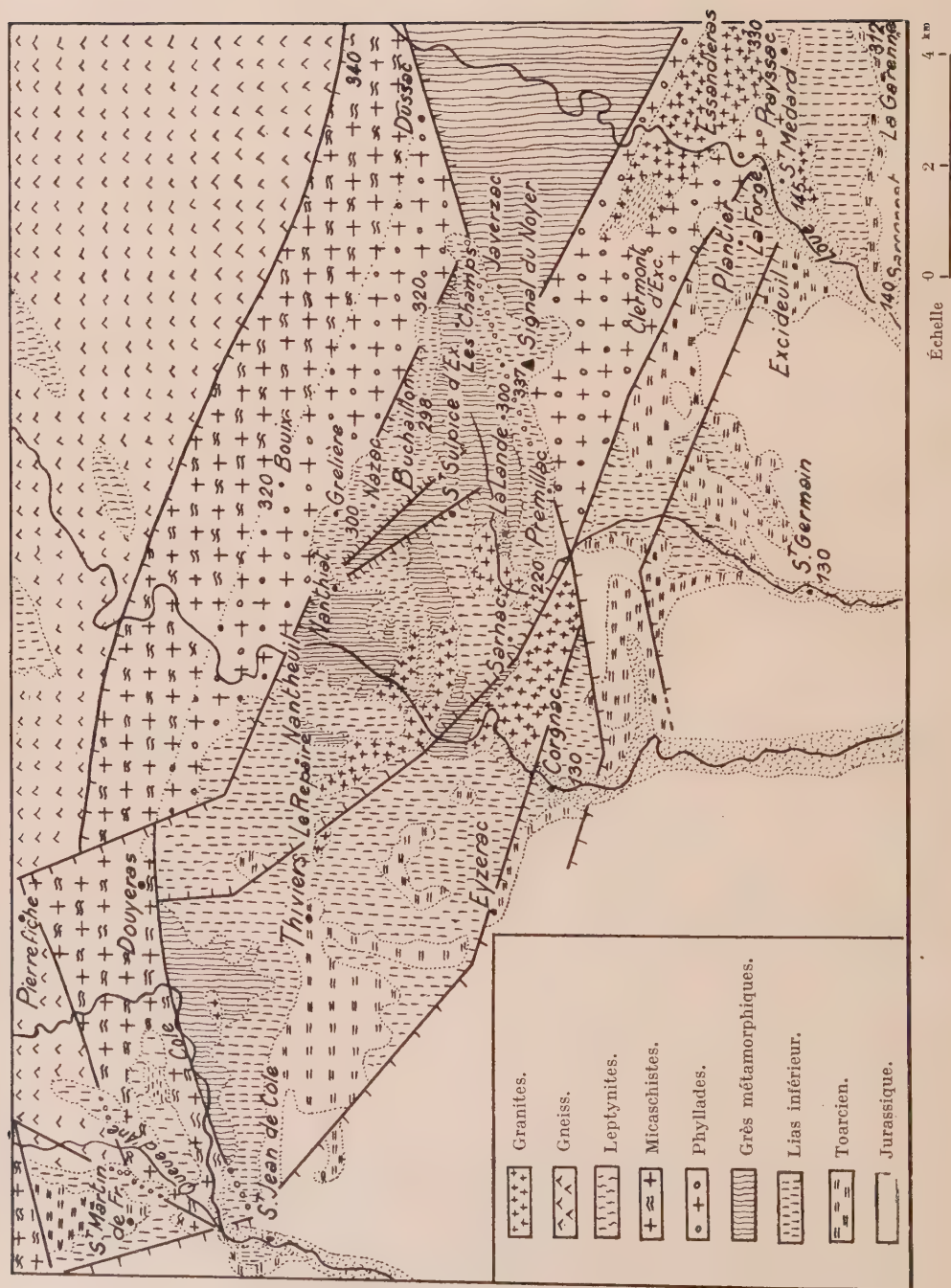
§ I. — RÉPARTITION DES TERRAINS SECONDAIRES [15.]

1° LES LIMITES D'ENSEMBLE. (Carte I.)

Au Sud-Ouest d'une ligne qui passe par Soudat, Nontron, Saint-Pardoux, Thiviers, Excideuil, Hautefort et Terrasson, s'étendent les terrains sédimentaires déposés par les mers de l'ère secondaire, du Trias au Crétacé. Par suite de l'inclinaison générale des strates vers le centre du Bassin Aquitain, les principaux étages de cette longue période géologique se succèdent normalement, en retrait plus ou moins accentué les uns sur les autres, les plus anciens vers le Nord et vers l'Est, les plus récents au Sud et à l'Ouest. On ne constate une lacune notable qu'entre le Jurassique supérieur et le Crétacé moyen; tout le Crétacé inférieur et l'Albien faisant défaut. Les strates du Crétacé supérieur disparaissent peu à peu vers le Sud-Ouest, sous les terrains tertiaires, le long d'une ligne sinueuse qui passe par Saint-Aulaye, Chantérac, Mussidan, Creysse, sur la Dordogne, en amont de Bergerac, Beaumont et Monpazier. Cette zone de terrains sédimentaires, où dominent les roches calcaires, s'étend sur 40 à 60 kilomètres de largeur et un peu plus de 100 kilomètres de longueur; elle recouvre ainsi la majeure partie de la région périgourdine. A l'intérieur de ses limites les divers étages de l'ère secondaire se répartissent d'une manière très inégale.

2° LE TRIAS.

Le Trias n'est représenté en Périgord que par de minces placages de grès bariolés sur les calcaires houillers à l'Est du massif cristallin de Châtres. (Carte VI, p. 80.) Ils couronnent le sommet des croupes de Lage près de Beauregard et de Loubignac au Nord-Ouest de Cublac. Malgré leur faible étendue, ils présentent un grand intérêt pour l'étude de la surface d'érosion qu'ils recouvrent et qui sera décrite plus loin.



Carte IV. — LE RÉSEAU DES FAILLES ENTRE LA LOUE ET LA CÔLE.

3° LE LIAS [141].

Le Lias est très irrégulièrement développé en bordure des terrains cristallins du Périgord septentrional. Au Sud-Est de Terrasson, il forme le horst de Chavagnac-Ladornac où ses divers étages, du Rhétien au Toarcien, sont bien représentés, grâce à une épaisseur suffisante des strates. Au Nord de la vallée de la Vézère, il recouvre partiellement les schistes sériciteux de Châtres entre les villages de Saint-Lazare et de Saint-Rabier; puis il s'étend sur les terrains permien du Bassin de Brive, soit par lambeaux discontinus entre Coubjours et Nailhac, soit par masses compactes à l'Ouest d'Hautefort et de Cherveix-Cubas.

Au Nord-Ouest de l'Auvézère, il entre en contact avec les schistes cristallins autour d'Anlihiac et de Preyssac et, jusqu'à Saint-Martin-de-Fressengeas, il apparaît soit sous forme de minces placages disséminés vers le Nord-Est, entre Clermont d'Excideuil et Nanthiat, soit comme une bande mince mais continue entre les roches primitives du Limousin et les calcaires du Jurassique. (Carte IV, p. 68.)

Au delà de la Cole, le Lias est réduit à des lambeaux de grès rhétiens et de calcaires hettangiens, sur les micaschistes de Milhac et les granites de Nontron, et à des affleurements localisés sur les pentes inférieures des vallées de la Dronne, du Bandiat et de leurs affluents. Il ne forme plus, nulle part, une zone continue comme autour de Terrasson et d'Excideuil. Ainsi, cette formation sédimentaire n'occupe qu'une faible surface dans le Périgord septentrional et oriental; son étendue et son épaisseur, déjà plus réduites autour de la Vézère que dans le Limargue du Quercy, ne cessent de diminuer du Sud-Est vers le Nord-Ouest pour se réduire à quelques minuscules lambeaux de terrains de quelques mètres d'épaisseur et de quelques hectares de superficie. Néanmoins, malgré leur médiocre importance intrinsèque, ces débris de la sédimentation liasique, en conservant sous eux une portion de la surface d'érosion qu'ils ont fossilisée, offrent, comme on le verra ultérieurement, un très grand intérêt pour l'étude de la tectonique et de la morphologie périgourdines.

4° LE JURASSIQUE [139].

Le Jurassique est mieux représenté que le Lias en Périgord. Sans doute ne couvre-t-il pas de vastes étendues comme dans le Quercy et l'Angoumois; néanmoins tous les étages de cette époque géologique, du Bajocien au Portlandien, affleurent à la surface du sol, entre les argiles toarciennes du Nord-Est et les premiers dépôts crétacés du Sud-Ouest. (Carte I, p. 4.)

Les calcaires du Jurassique moyen et supérieur, qui couvrent la plus grande partie de l'Angoumois, se resserrent en pénétrant en Périgord et ne forment plus qu'un mince triangle au Nord-Ouest de la région, entre Soudat, Hautefort et Nontron; puis ils se réduisent, de Saint-Martial-de-Valette à Négrondes et à Vaunac, à une étroite bande de 7 à 8 kilomètres de largeur, d'ailleurs en partie cachée sous d'épaisses couches de sables et d'argiles tertiaires.

Ils s'épanouissent de nouveau dans la région de Savignac-les-Eglises et de Saint-Orse pour constituer le Causse périgourdin qui affecte grossièrement la forme d'un losange. Les sommets en sont marqués par Eyzerac près de Thiviers, Sarliac-sur-l'Isle, Thenon vers le Sud-Est et Anlhac près d'Excideuil. Dans cette zone de sédiments jurassiques, les calcaires et les marnes, du Bajocien au Rauracien, s'étendent sur une centaine de kilomètres carrés. Une analyse approfondie de la tectonique périgourdine permettra par la suite de donner une explication de cet épanouissement de l'Oolithe en Périgord.

A l'Est de Thenon, le Jurassique se réduit de nouveau à un mince liseré qui sépare à peine le Lias du Crétacé et même, au Sud de la Bachelierie, une faille met le Toarcien en contact avec le Cénomacien. Il reprend un peu d'ampleur entre les Farges et Lacassagne, de part et d'autre de la Vézère, et il s'élargit vers l'Est pour former les Causses du Quercy. Au delà de Jayac et de Nadaillac, il n'appartient plus au Périgord que par sa bordure occidentale. On en suit aisément la limite, de Paulin à Cazoulès et à Gourdon. Puis il contourne les calcaires crétacés de Peyrignac et de Masclat et, grâce à des accidents tectoniques, il pousse une pointe vers le Nord-Ouest à partir de Campagnac-les-Quercy et de Daglan, en direction de Saint-Cyprien et de Saint-Cyr, près du Bugue.

Enfin les marnes virguliennes et les calcaires portlandiens encerclent encore le Crétacé du Périgord méridional, de Marminiac à Monsempron près de Fumel, puis ils disparaissent sous les dépôts tertiaires de l'Agenais.

A l'intérieur même des formations crétacées, on voit surgir le Jurassique en trois points grâce à de vigoureux accidents tectoniques. En premier lieu, les calcaires marneux du Kimméridgien affleurent au centre des calcaires compacts de l'Angoumien, autour de Saint-Front, sur la Lémance. En second lieu, le Portlandien perce les grès et les argiles du Cénomaniens entre Chapdeuil, Cercle et Saint-Just. Enfin les calcaires gris bleu du Virgulien reparaissent dans la région de Mareuil, sous forme d'un noyau minuscule, au milieu des formations crétacées. Ces divers accidents, qui n'ont qu'une faible importance dans le relief actuel, n'en prouvent pas moins que la surface de contact, entre le Crétacé et le Jurassique, est soumise à de fortes dénivellations dont l'analyse aidera à comprendre la répartition des terrains sédimentaires en Périgord et permettra de préciser ultérieurement les lois qui régissent la tectonique de la région.

5° LE CRÉTACÉ.

Les sédiments crétacés couvrent la majeure partie du Périgord [24]. Ils occupent tout l'intervalle compris entre la limite occidentale du Jurassique et les terrains tertiaires de la Double, du Landais et du Bergeracois sous lesquels ils disparaissent. Autour de Ribérac et de Brantôme, ils continuent les calcaires crayeux des Charentes et comprennent tous les étages du Cénomaniens au Maestrichtien. Vers Périgueux, leur largeur se réduit sensiblement entre les calcaires jurassiques du Causse périgourdin et les formations tertiaires de la Double; de Chantérac à Sarliac on ne compte guère plus de 30 kilomètres.

Plus au Sud, ils s'épanouissent de nouveau le long de la Vézère et de la Dordogne; certains étages, comme le Santonien autour de Rouffignac et le Maestrichtien autour de Sainte-Alvère, couvrent de grandes surfaces. L'ensemble de la formation s'étale en deux masses vers le Sud-Est, de part et d'autre de la pointe jurassique de Daglan, l'une de ces masses s'étend vers Sarlat et Carlux et atteint les abords de Gourdon; l'autre occupe la région de Belvès et de Villefranche-du-Périgord; ses derniers fragments couronnent les collines de Duravel et de Puy-l'Evêque au-dessus de la vallée du Lot.

6° RELATIONS TECTONIQUES ENTRE LES SÉDIMENTS SECONDAIRES.

La plupart des étages de l'ère secondaire reposent en concordance les uns sur les autres. Sans doute le Lias est fortement transgressif sur le Trias, mais dans la région de Saint-Lazare et de La Villedieu, près de Terrasson, où l'on peut examiner leur position respective, on ne constate pas de discordance. (Carte VI, p. 80.) De même, il n'y a pas eu interruption marquée de sédimentation entre le Jurassique et le Lias; seules des modifications dans le faciès rocheux et des variations dans la faune fossile permettent d'établir des divisions. Il en est de même pour les divers étages du Crétacé qui reposent également en concordance les uns sur les autres.

En revanche, sur le Permien et le Carboniférien du Bassin de Brive et surtout sur les schistes cristallins de Nanthiat, sur les gneiss de Saint-Martin-de-Fressengeas et sur les granites de Nontron, les grès et les calcaires du Trias et du Lias reposent en très forte discordance. On peut voir dans la vallée de la Cole, au Nord de Saint-Jean, des calcaires rhétiens sensiblement horizontaux recouvrant des gneiss et des schistes cristallins dont le pendage atteint 60 à 70 degrés. De même, quoiqu'elle soit moins accusée, la discordance règne entre les strates du Crétacé moyen et celles du Jurassique supérieur. Près de La Tour-Blanche on peut voir des couches de calcaire cénomanien à peine inclinées de quelques degrés reposant sur les calcaires en plaquette du Portlandien fortement redressés par des mouvements tectoniques (fig. 4).

Il existe donc, à la base des formations sédimentaires de l'ère secondaire et à l'intérieur même de ces formations, deux surfaces d'érosion fossilisées. La plus ancienne s'est développée aux dépens des terrains primaires du Bassin de Brive, des schistes cristallins de Dussac, des gneiss de Jumilhac et des granites de Nontron; elle a été recouverte par les dépôts du Trias et du Lias; elle est donc prétriasique ou plutôt préliasique puisque ce sont surtout les terrains du Jurassique inférieur qui la recouvrent. La plus récente s'étend sur les calcaires du Jurassique supérieur, dont elle recoupe les strates sous un angle plus ou moins aigu, et les sédiments crétacés l'ont fossilisée. L'analyse de ces deux surfaces va permettre de pénétrer plus avant dans la description et dans l'explication de la tectonique et de la morphologie périgourdines.

§ II. — LA SURFACE D'ÉROSION PRÉLIASIQUE

1^o CARACTÈRES GÉNÉRAUX.

Par des coupes géologiques et l'observation directe, on peut mettre en évidence la discordance des terrains du Trias, du Lias et du Jurassique sur les terrains primaires et les roches cristallines du Périgord septentrional et, de là, déduire l'existence d'une surface d'érosion plus ou moins proche de l'état de pénéplaine. Ainsi, au Nord-Ouest de Cublac, les grès du Trias reposent sur les calcaires et les marnes gréseuses du Houiller et du Permien; entre les hameaux de Loubignac et de la Broudènenie, leur pente, vers le Sud, ne dépasse pas 4 pour 100, tandis que celle des sédiments stéphaniens atteint 10 à 12 pour cent au-dessus du hameau de la Tuilière (fig. 17). Plus au Nord, les terrains triasiques nivellent, sans en être affectés, la faille de la Morétie qui fait buter le Permien contre le Carboniférien. De toute évidence, même si on ne peut l'observer directement dans les carrières de la région, la discordance entre les sédiments secondaires et primaires s'effectue sous un angle de plusieurs degrés. Les sondages, entrepris pour découvrir des gisements de houille entre La Villedieu et la Chapelle, ont confirmé cette conclusion que traduit avec netteté la carte géologique au 1/80.000^e [4 et 7].

De Badefols-d'Ans à Saint-Robert, le Lias recouvre de nouveau le Permien. (Carte V.) Les sédiments de base, d'âge rhétien, sont formés de sables grossiers, de galets de quartz, de poudingues et de petits lits calcaires presque horizontaux; cette structure détritique caractérise le retour de la mer et la formation de dépôts de rivage au-dessus des grès permien. Sans doute, la discordance est-elle plus faible qu'au Nord de La Villedieu; elle n'en existe pas moins puisque les ondulations de grande amplitude, que l'on a signalées plus haut dans les terrains du Saxonien et du Thuringien, ne se reflètent pas dans les sédiments du Lias. Ici encore, le Rhétien repose sur une surface d'érosion qui s'est développée aux dépens du Permien (fig. 10 et 15).

D'Excideuil à Nontron, le Rhétien vient se poser sur les schistes cristallins, les gneiss et les granites du Périgord septentrional. Il est facile d'étudier les relations de ces formations diverses autour d'Anlhiac, de Nanthiat et au Nord-Est de Saint-Martin-le-Point, dans les carrières qui ont été creusées pour extraire soit des calcaires, soit des phyllades ou des gneiss. (Carte IV.) Partout la discordance est aussi accentuée qu'on puisse l'imaginer. Tandis que vers Nazac et Nanthiat, les calcaires marneux de l'Hettangien sont sensiblement horizontaux, les arkoses et les grès sériciteux plongent vers la faille de Dussac sous un angle qui atteint 70 degrés (fig. 3). Il en est de même au Nord de Saint-Martin-de-Fressengeas où le Rhétien recouvre indifféremment les gneiss et des micaschistes (fig. 6). Au Nord-Ouest de Nontron, la discordance est plus difficile à mettre en évidence, les granites de la Tuilière et de Poperdu n'étant plus stratifiés; mais les différences de structure entre les grès du Lias et les roches cristallines sont telles qu'il n'est pas possible de nier la présence en ce point



Carte V. — LE BASSIN DE BRIVE OCCIDENTAL.

	Granite.		Lias.	+++ Anticlinal.
	Schistes cristallins.		Jurassique et Crétacé.	--- Synclinal.
	Permien.		Quaternaire.	TTT Flexure.
	Trias.			TTTT Faille.

d'une autre fraction de la surface d'érosion décelée déjà dans le Bassin de Brive et la région de Thiviers (fig. 12).

Enfin, à l'Ouest d'Etouars et du Bourdeix, des pointes de calcaires bajociens s'avancent sur le granite en transgression sur les argiles du

Toarcien, fossilisant une pénéplaine dont la réalité ne saurait être contestée. Du Trias au Jurassique, les mers secondaires, en continuelle transgression, se sont donc avancées vers le Nord-Est, ensevelissant sous leurs dépôts les sédiments primaires et les terrains cristallins et recouvrant une surface d'érosion qui s'était développée durant la période qui précéda immédiatement le retour des eaux marines. Cette surface d'érosion doit être analysée comme celle qui sépare les dépôts du Permo-Carboniférien des terrains primitifs; en particulier on peut se demander quel en est l'âge? quelle en était l'allure quand elle a disparu sous les sédiments marins? quelles sont les déformations qui l'ont affectée et à quel moment les a-t-elle subies? quelles sont les lois tectoniques qui se dégagent de l'examen de ses déformations? et enfin quelle est son influence sur le relief actuel?

2° L'ÂGE ET LE DEGRÉ D'USURE DE LA SURFACE D'ÉROSION PRÉLIASIQUE.

a) *L'âge.*

L'épithète de préliasique laisse supposer que l'âge de la surface d'érosion qui vient d'être décrite est connu avec exactitude. Il convient cependant d'en préciser les éléments en comparant la chronologie des divers terrains mis en contact. Au Nord-Ouest, où le Bajocien repose sur les granites de Nontron, l'intervalle de temps qui sépare les deux formations est considérable; on doit même admettre que les roches granitiques ont été soumises à plusieurs cycles d'érosion durant la période qui s'est écoulée entre leur apparition à l'air libre et le dépôt des premiers calcaires jurassiques. Mais l'évolution de la surface sur laquelle repose le Bajocien se terminait sans doute au moment même où elle a été fossilisée; elle date donc de la fin du Lias et du début du Jurassique; elle est prébajocienne et même bajocienne.

Vers le Sud-Est, l'écart chronologique entre les dépôts mis en contact se réduit considérablement : le Trias repose sur le Permien; on peut préciser en constatant que les derniers dépôts du Permien dans la région de Cublac datent du Saxonien et les premières strates du Trias sont attribuées à l'étage des grès bigarrés (fig. 17). Ainsi, la surface fossilisée appartient à la fin de l'ère primaire, au Thuringien très certainement et, par analogie avec les mêmes surfaces d'érosion exhumées en bordure du Morvan, des Vosges et de la Forêt Noire, on peut la qualifier de surface d'érosion prétriasique. C'est la datation la plus exacte que l'on puisse obtenir actuellement à l'aide des études géologiques faites dans le Bassin de Brive [196].

Mais, en ce qui concerne le Périgord, surface prébajocienne et surface prétriasique n'occupent qu'une faible étendue aux deux extrémités de la zone de contact entre terrains sédimentaires et roches cristallines de Nontron à Terrasson. D'ailleurs, tandis que la partie méridionale de la surface d'érosion prétriasique était déjà fossilisée, la partie centrale continuait à évoluer avant d'être recouverte par les mers du Lias. Or, c'est cette partie centrale qui est la plus développée en Périgord, entre la

vallée de l'Auvézère et celle du Bandiat. C'est elle qu'on doit choisir pour fixer l'âge d'ensemble de la pénéplaine tout entière. Autour d'Anliac et de Saint-Martin-de-Fressengeas, les grès du Rhétien reposent sur des schistes cristallins dont l'âge est difficile à déterminer; peut-être datent-ils du Silurien. Durant la longue période où ils ont été soumis à l'érosion, plusieurs surfaces d'origine cyclique ont dû se développer à leurs dépens; la dernière seule compte et c'est elle qui est recouverte par le Rhétien; on pourrait donc la qualifier de prérhétienne, mais comme elle n'est qu'une surface intermédiaire entre la surface prétriasique du Bassin de Brive et la surface prébajocienne d'Etouars et du Bourdeix, on peut se contenter de lui attribuer comme date de formation la période qui précède l'ensemble de la sédimentation du Lias. Ainsi se justifie l'appellation, déjà employée, de surface d'érosion préliasique. Cette surface a été fossilisée au moment même où les mers du Lias s'avançaient sur le Limousin méridional. Toutefois cette date n'a qu'une valeur d'ensemble et il convient de noter que l'âge de cette pénéplaine varie du Sud-Est au Nord-Ouest, qu'il est beaucoup plus récent dans le Nontronnais qu'autour du Bassin de Brive, puisqu'il passe progressivement du Thuringien au Bajocien.

b) *Degré d'usure de la surface d'érosion préliasique.*

On a vu plus haut que la surface d'érosion stéphanienne conservait, à l'époque où se produisait la transgression du Houiller, des dénivellations assez accusées sous forme de collines et de vallées que recouvrirent les grès et les calcaires permo-carbonifériens. On peut se demander s'il en est de même pour la surface d'érosion préliasique, si elle a été fossilisée avant d'avoir été parfaitement pénéplanée. Des coupes géologiques sur le terrain et sur la carte, le long des vallées de la Cole et de l'Isle, prouvent le contraire. C'est sur un plan presque horizontal que se déposèrent les sédiments du Trias, du Lias et de l'Oolithe (fig. 12). La sédimentation, au lieu de débiter par des dépôts d'estuaire et de delta, commença par des grès et des argiles qui colmatèrent les rivages sous une faible épaisseur d'eau. La pénéplaine préliasique, déjà préparée par une longue érosion subaérienne et réduite à l'état de faibles ondulations, a été sans doute rabotée par l'érosion marine au fur et à mesure de la transgression de la mer vers le Nord-Est. Ainsi s'explique l'allure calme et simple de la surface cyclique que l'on relève sous les dépôts du Rhétien, vers Anliac, Nanthiat et Saint-Martin-de-Fressengeas. (Cartes IV et V, p. 68 et 73.)

3° LES DÉFORMATIONS DE LA PÉNÉPLAINE PRÉLIASIQUE DE LA VÈZÈRE A L'AUVÉZÈRE.

La surface d'érosion fossilisée par les sédiments du Trias et du Lias n'est pas restée horizontale. De la vallée de la Vézère au Nontronnais, elle a subi des déformations qui en ont grandement altéré l'allure primitive. Pour la commodité de l'analyse morphologique on peut diviser son étude

en deux parties, de la Vézère à l'Auvézère d'abord, puis de l'Auvézère aux confins occidentaux du Nontronnais, vers Teyjat et Soudat. Dans la première section, on doit distinguer également le pourtour du massif cristallin de Châtres de la partie périgourdine du Bassin de Brive.

a) Autour du Massif de Châtres.

De Terrasson à Granges-d'Ans, autour des schistes sériciteux de la Chapelle-Saint-Jean, la pénéplaine préliasique a subi une série de déformations qui s'ordonnent selon deux directions, l'une vers l'Ouest-Nord-Ouest, c'est la direction sud-armoricaine; l'autre vers le Nord-Est, c'est la direction varisque ou calédonienne.

1. *Fautes et flexures de direction sud-armoricaine.* — Plusieurs accidents orientés vers l'Ouest et le Nord-Ouest ont rompu la continuité de la pénéplaine préliasique au Sud du massif cristallin de Châtres; c'est d'abord la faille de Beauregard, vieille cassure de l'écorce terrestre, affectant aussi bien les terrains primaires que ceux de l'ère secondaire; elle fait buter le Lias contre les schistes sériciteux, interrompant net la surface d'érosion préliasique au Sud du château de Melle et l'enfonçant de 60 mètres environ au-dessous de la surface actuelle du sol.

La flexure de Saint-Lazare-Saint-Rabier, dont l'orientation est sensiblement différente de celle de la faille de Beauregard, qu'elle recoupe au Sud de Peyrignac, a des effets d'une moins grande brutalité, mais non dépourvus d'ampleur. Elle s'amorce au pied même de la faille de Beauregard et, de Beauregard à Saint-Lazare, sur 2 kilomètres, elle passe de 220 à 200 mètres environ d'altitude, avec une pente de 1 pour 100; puis elle s'accroît entre Saint-Lazare et la vallée de la Vézère où, sur 2 kilomètres, elle descend de 120 mètres, soit une pente de 6 pour 100. Semblable constatation peut être faite vers Peyrignac et Saint-Rabier (fig. 18) :

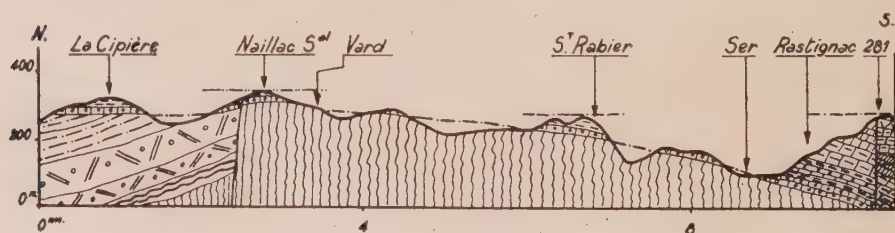


Fig. 18. — COUPE NORD-SUD A L'OUEST DU MASSIF DE CHÂTRES.

(Gauchissement et faille de la surface d'érosion préliasique.

Replats des surfaces d'érosion éocène et préstampienne.)

après une légère pente vers le Sud-Ouest, peu différente de l'horizontale, le Rhétien, qui recouvre la flexure, s'incline rapidement et passe sous les alluvions de la vallée du Ser, en face du château de Rastignac. La même flexure se continue vers le Nord-Ouest, en direction de Saint-Orse, où son influence se traduit dans l'inclinaison du Jurassique aussi bien que du Lias, les deux étages étant en parfaite concordance l'un avec l'autre.

Au Nord de la Chapelle-Saint-Jean, la surface d'érosion préliasique subit une déformation en sens contraire de celle qui l'affecte au Sud du massif de Châtres. Là, autour de Marsingeac, elle est sensiblement horizontale sous le Rhétien; mais 800 mètres plus au Nord, elle s'incline légèrement, puis descend brusquement de 330 à 250 mètres près du hameau de Vard (fig. 18). La flexure est si accentuée qu'elle se résout en faille; c'est le prolongement vers l'Ouest-Nord-Ouest de la cassure qui a fait buter vers Châtres le Permien contre les terrains cristallins et qui a rejoué dans les sédiments du Lias (fig. 15). Elle se prolonge vers Chourgnac-d'Ans en s'atténuant progressivement et, comme son orientation est légèrement différente de la flexure de Saint-Lazare-Saint-Rabier, les deux accidents finissent par se rencontrer au Nord-Ouest de Saint-Orse, en un point difficile à fixer car ils sont tellement réduits l'un et l'autre qu'ils n'ont plus d'influence sur les terrains jurassiques qui les recouvrent. (Carte VI, p. 80.)

Quoi qu'il en soit, le massif cristallin de Châtres joue à travers la surface d'érosion préliasique le rôle d'un vaste anticlinal, ou plutôt d'un horst d'allure dissymétrique, avec une forte flexure et une faille vigoureuse vers le Sud et une légère dénivellation vers le Nord. L'accident, orienté vers le Nord-Ouest, s'atténue entre Saint-Orse et Chourgnac-d'Ans où il se termine en pointe, comme le Bassin Permien de Brive vers Cherveix-Cubas, sous les terrains du Jurassique.

2. *Flexures et ensemlements de direction varisque.* — Les accidents d'orientation sud-armoricaine ne sont pas les seuls à affecter la pénéplaine préliasique. Si l'on considère l'axe du vaste anticlinal, que constitue le massif cristallin de Châtres, on constate qu'il n'est ni horizontal, ni régulièrement incliné vers le Nord-Ouest, mais qu'il est soumis à une série d'ondulations transversales qui peuvent être attribuées à des déformations orientées vers le Nord-Est et par conséquent perpendiculaires à cet axe.

Entre Saint-Lazare, sur la rive droite de la Vézère, et les hameaux de Bouillac et de Gaubert, sur la rive gauche, le Rhétien tombe de 200 mètres à moins de 70; une très vigoureuse dénivellation le fait passer, en 2 kilomètres, sous les alluvions de la vallée. Puis il se relève lentement vers l'Est pour atteindre de nouveau 200 mètres à la Feuillade près de Larche. Il s'agit donc d'un ensemlement, au droit de Condat-sur-Vézère, dont le flanc occidental a une pente 5 à 6 fois plus rapide que le flanc oriental; cet ensemlement, dans l'axe de l'anticlinal de Châtres, se continue vers le Nord-Est, dans la direction de Loubignac et de la Chapelle où son flanc occidental se faille et fait buter le Trias et le Lias contre le Permien. On le trouvera de nouveau quand on examinera les déformations de la pénéplaine préliasique dans le Bassin de Brive.

A l'Ouest de Saint-Lazare, vers Ladoux et Bersac, la surface d'érosion préliasique est de nouveau affectée par une dénivellation qui se dirige vers Beauregard et dans laquelle se sont conservés tous les étages du Lias et même quelques fragments de Bajocien; le Rhétien, qui est à 200 mètres à Saint-Lazare et à 150 mètres à la Combe-Ségeral, descend à 100 mètres au-dessous de Bersac, hameau situé entre les deux localités précédentes. De nouveau le Lias se relève vers l'Ouest et le petit vallon qui passe au pied

de la Combe-Ségeral correspond à peu près à l'axe d'un anticlinal de direction varisque. Après un nouvel ensellement, que tranche la faille du Puchet où s'est conservé un lambeau d'Hettangien, le Rhétien se relève lentement vers Saint-Rabier et la Chapelle-Saint-Jean où il atteint l'altitude de 300 mètres.

Enfin d'ultimes ondulations, à l'Ouest de la Chapelle-Saint-Jean, affectent encore l'axe de l'anticlinal de Châtres; la première correspond à l'ensellement de Redon, Marsingeac, Bernou, et se prolonge par un léger synclinal vers le Monteil, à l'Ouest de Badefols-d'Ans. Une boursofflure de la pénéplaine préliasique fait reparaître les schistes sériciteux dans la boutonnière de Chassagnac. Puis, progressivement, le Lias s'enfonce vers l'Ouest-Nord-Ouest, dans l'angle dessiné, comme on l'a vu plus haut, par la faille de Châtres et la flexure de Saint-Lazare-Saint-Rabier.

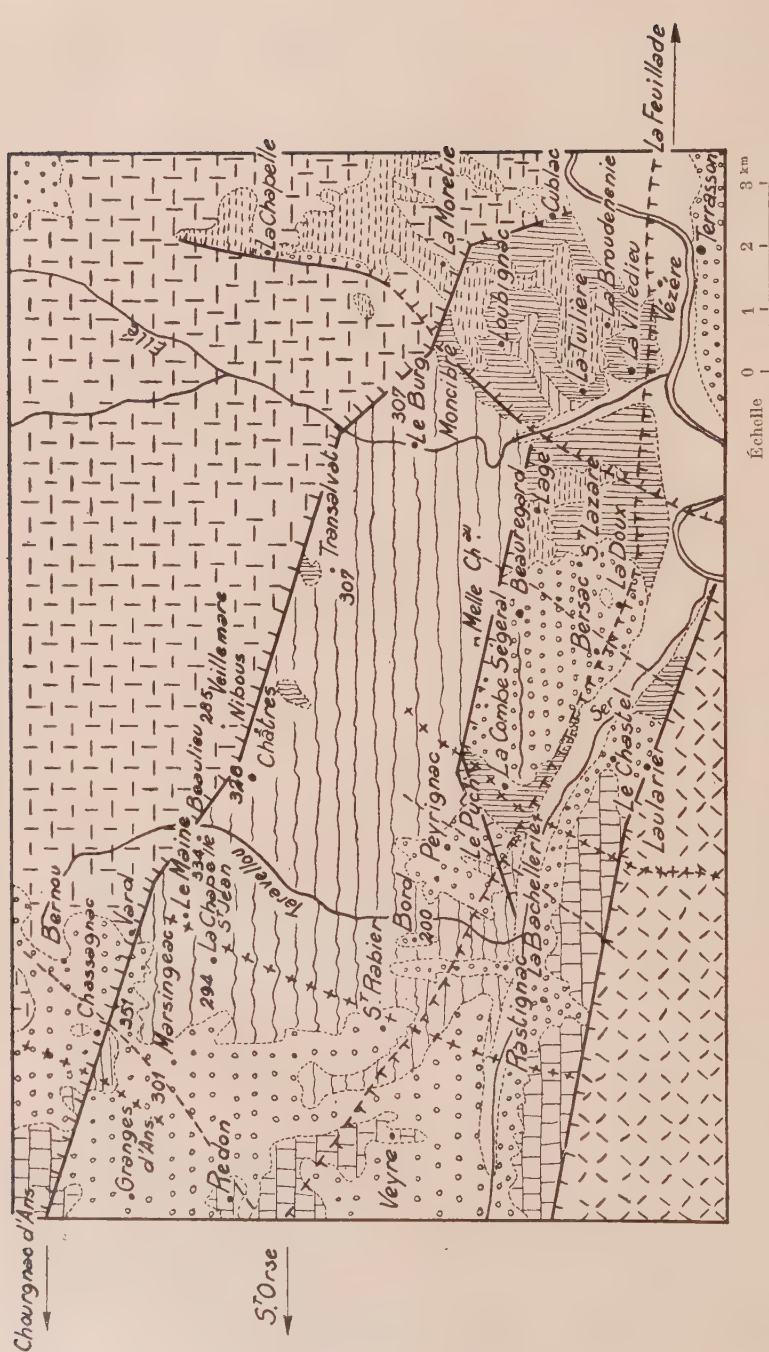
Ce sont ces accidents, de direction varisque, qui expliquent la délimitation du massif cristallin de Châtres au Sud-Est et au Nord-Ouest. En conjuguant leur influence avec celle des accidents de direction sud-armoricaine, ils rendent compte de la répartition des sédiments du Lias au Sud du Bassin de Brive. Les grés et les schistes sériciteux, qui surgissent entre Beauregard et la Chapelle-Saint-Jean, correspondent par conséquent à une zone de résistance de l'écorce terrestre; ils constituent un puissant brachyanticlinal, un horst qu'entourent, selon deux directions orthogonales, un réseau de failles et de flexures délimitant des zones de subsidence au Nord-Est et au Sud-Ouest du massif. (Carte VI, p. 80.) Et, chose curieuse et remarquable, ces divers accidents se reproduisent suivant le même schéma dans la surface d'érosion préliasique et dans celle du Carboniférien décrite plus haut. Leur ampleur seule s'atténue d'une époque à l'autre. Ainsi, pour le Stéphanien de Cublac, le pendage des couches varie de 12 à 30 pour 100, tandis que pour le Trias, qui le couronne, il n'est que de 1 à 10 pour 100; le rejet de la faille de Châtres, qui atteint 150 mètres pour le Permien, n'est que de 30 à 40 mètres pour le Rhétien (fig. 18). Peu à peu l'écorce terrestre est devenue plus rigide, semble-t-il, et l'ampleur de ses dénivellations, en bordure du Massif Central, s'est sensiblement atténuée de l'ère primaire à l'ère secondaire.

3. *Date des déformations de la pénéplaine préliasique.* — Les accidents varisques et sud-armoricains, qui ont infléchi ou brisé la surface d'érosion préliasique autour du Massif de Châtres, ont pu se produire soit au moment même où se déposaient les sédiments du Lias et du Jurassique, soit plus tard sous l'influence d'autres causes. L'étude de la sédimentation permet d'éclaircir en partie le problème. La plupart des dépôts qui entourent les schistes métamorphiques sont de nature détritique. Le Trias est constitué par des graviers et des galets de quartz entrecoupés de bancs de schistes charbonneux. Le Rhétien comprend également des grés à gros grains de quartz, des sables blancs et des galets de 20 à 30 centimètres de diamètre. Les sédiments hettangiens font alterner cargneulles, calcaires marneux, argiles et jaspes avec des sables rouges. Le Charmouthien est d'ordinaire un calcaire gréseux avec quelques bancs marneux. Les argiles noires et bleues du Toarcien couronnent le Lias et passent

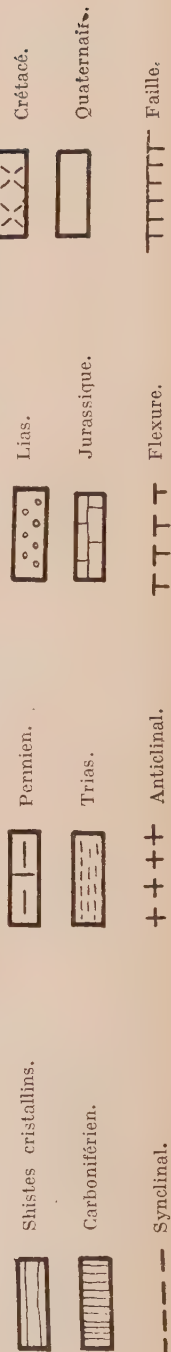
aux calcaires oolithiques du Bajocien et du Bathonien où les niveaux coralliens sont nombreux. Ainsi, la plupart de ces sédiments se sont formés dans des lagunes et des mers peu profondes, épicontinentales, dont les rivages étaient peu éloignés vers le Nord et le Nord-Est. Si l'on en juge par la nature des formations triasiques et liasiques, autour des schistes sérieux de Châtres, on peut même admettre que ce massif cristallin ne fut jamais recouvert par les mers secondaires. Il formait une île soumise à l'érosion et ce sont ses débris que l'on retrouve encore autour de lui dans la plupart des terrains sédimentaires qui l'entourent.

Mais, outre ces observations sur le faciès des dépôts du Trias et du Lias, on constate des variations sensibles dans leur épaisseur quand on s'éloigne tant soit peu de leurs limites actuelles et des accidents qui déterminent leur répartition. Ainsi, le Rhétien, qui n'a que quelques mètres d'épaisseur vers Saint-Rabier, où il est formé de graviers et de galets, atteint une puissance de 20 mètres au pied de Chastel, près de La Bachelierie, au Sud de la flexure de Saint-Lazare-Saint-Rabier, et 30 mètres vers Terrasson où il comprend surtout des sables dans tous ses horizons. (Carte VI.) De même, l'Hettangien passe de 12 mètres à Saint-Rabier à 40 mètres vers Terrasson et l'ensemble du Lias, qui n'a qu'une cinquantaine de mètres d'épaisseur vers Saint-Orse, dépasse 200 mètres dans le horst de Terrasson-Ladornac [141]. Etant donné ces variations de puissance et cette uniformité des dépôts du Lias, constatations qui se répéteraient dans le Jurassique, on peut admettre que ces dépôts se sont formés sous une faible couche d'eau, de profondeur à peu près constante et sur une surface qui fléchissait lentement sous leur poids comme dans un géosynclinal.

Ainsi les déformations de la pénéplaine préliasique, autour du Massif de Châtres, sont contemporaines des dépôts du Lias et du Jurassique; mais en partie seulement, car les différences d'épaisseur dans les dépôts sont nettement inférieures aux dénivellations actuelles de la pénéplaine en question. Si l'on ne considère que le Lias, la dénivellation entre Saint-Rabier et le vallon du Chastel est de 10 mètres; mais si l'on envisage la pente actuelle de la surface d'érosion recouverte par le Rhétien, on trouve une différence de niveau de plus de 100 mètres. Sans doute faut-il également tenir compte des mouvements de subsidence qui se produisirent durant la sédimentation jurassique; le Bajocien, qui a 25 mètres d'épaisseur à Veyre près de Saint-Rabier, en a 40 au Sud de la Bachelierie, ce qui entraîne une dénivellation de 15 mètres durant le dépôt de cet étage. Néanmoins pour justifier les 100 mètres de déformation de la surface d'érosion liasique, il faut ajouter aux mouvements d'affaissement jurassiques des mouvements postérieurs que révéleront l'étude des pénéplaines plus récentes. Quoi qu'il en soit, il est bien établi que les accidents varisques et sud-armoricains, qui avaient déjà joué dans les terrains cristallins du Périgord septentrional avant le Carboniférien, qui avaient déformé ensuite la surface d'érosion stéphanienne, ont joué, avec toutefois une sensible diminution dans leur ampleur, au cours de la sédimentation du début de l'ère secondaire, du Trias au Jurassique supérieur, dans la région du Massif de Châtres, en gauchissant la pénéplaine préliasique.



Carte VI. — LE MASSIF DE CHÂTRES ET SA BORDURE SÉDIMENTAIRE.



b) *A l'Ouest du Bassin de Brive.*

Dans la partie occidentale du Bassin de Brive, entre Coubjours et Cherveix-Cubas, les débris de la couverture liasique sont encore assez étendus pour permettre de reconstituer la surface d'érosion préliasique. (Carte V). Ici, comme autour du Massif cristallin de Châtres, dominent des accidents tectoniques d'orientations diverses.

1. *Les accidents d'orientation sud-armoricaine.* — Au Sud-Ouest du Bassin de Brive, l'Hettangien et le Rhétien sont soumis à une dénivellation qui peut être appelée flexure de Naillac-Temple-Laguyon; elle est tout simplement la suite de la flexure faillée de Chassagnac. Après avoir abaissé les calcaires hettangiens à 250 mètres près du hameau de Vard, elle les relève vers 290 mètres dans la butte du Monteil (fig. 15). Son orientation vers le Nord-Ouest, dans la direction de Temple-Laguyon, la classe parmi les accidents sud-armoricains. Elle est suivie, au Nord-Est, par un léger anticlinal dont l'axe coïncide à peu près avec celui de la vallée où coule le ruisseau de Tévenans; puis vient un synclinal d'une vingtaine de mètres de dénivellation qui passe par Badefols-d'Ans et Hautefort. Un nouvel anticlinal, parallèle à la vallée de la Lourde, se prolonge au delà de l'Auvézère, où son flanc septentrional est faillé près des hameaux de la Crouzille et de Money, et fait buter le Toarcien contre le Bajocien. Enfin, avant la grande flexure qui relève la pénéplaine préliasique vers les hauteurs de Génis et de Montchabrol, se creuse un dernier synclinal sud-armoricain, de Saint-Robert et Coubjours à Cherveix-Cubas et au Temple-de-l'Eau.

Ainsi, de la flexure faillée de Chassagnac à la région située au Nord de Boisseuilh, la surface préliasique, que l'on peut reconstituer à l'aide des débris du Lias, affecte la forme renversée d'un bateau à fond plat, très légèrement ondulé, selon un style semblable à celui de la surface stéphannienne, mais sensiblement atténué dans ses dénivellations (fig. 15).

2. *Accidents d'orientation varisque.* — A ces déformations majeures de la pénéplaine préliasique, se superposent des accidents d'une direction nettement différente. Tel est le synclinal, partiellement faillé sur son flanc occidental, qui court de la Chapelle, au Nord de Cublac, vers la butte liasique d'Ayen-Perpezac. Des sédiments du Trias et du Lias s'y sont conservés en plusieurs endroits et permettent de rattacher cet accident à celui qui fait plonger vers le Sud-Est, comme on l'a vu précédemment, les schistes sériciteux du massif de Châtres, le Houiller de La Villedieu et le Trias de Loubignac. (Carte VI, p. 80.)

De légères ondulations, parallèles au synclinal de la Chapelle-Ayen, affectent encore vers l'Ouest la surface d'érosion préliasique. C'est ainsi que les dépôts du Lias de Saint-Robert et de Coubjours correspondent à des cuvettes synclinales grossièrement orientées vers le Nord-Nord-Est et séparées par un anticlinal dont l'axe passe à l'Est de la butte de Segonzac et par la cote 299, entre Saint-Robert et Coubjours. Peut-être d'autres ondulations affectent-elles encore vers l'Ouest, avant la grande flexure d'Hautefort, la surface d'érosion préliasique. Quoi qu'il en soit, celles que

l'on vient de décrire, et qui s'entrecroisent avec les accidents de direction sud-armoricaine, donnent à la surface étudiée l'allure d'une zone parsemée de cuvettes et de dômes qui s'ordonnent selon deux directions sensiblement orthogonales. L'érosion a fortement décapé les sommets des dômes; elle a respecté au contraire les dépôts du Lias dans les cuvettes tectoniques. Par suite de la friabilité du Permien, il s'est produit une vigoureuse inversion du relief dont il sera question dans l'analyse du relief structural.

Les cuvettes et les dômes des environs de Coubjours n'ont qu'une faible ampleur quand on les compare à la grande flexure qui, à partir de Nailhac et de la Nouaillette, abaisse vers le Nord-Ouest les sédiments du Lias avec une pente moins forte sans doute que celle des grès permien, mais néanmoins très marquée, puisque le Rhétien, qui se trouve à 280 mètres au hameau de Monteil, à l'Ouest de Badefols-d'Ans, n'est plus qu'à 220 mètres au Petit-Maine, à 200 mètres à Hautefort et à 130 mètres au confluent de la Lourde et de l'Auvézère. Cette dénivellation rappelle exactement, par son allure, celle qui termine le massif cristallin de Châtres vers le Nord-Ouest; l'une et l'autre s'atténuent peu à peu après avoir été très vigoureuses; celle d'Hautefort à Cherveix se prolonge encore le long de la faille de la Crouzille vers la cote 284, mais, au delà du faite orographique qui sépare l'Auvézère de la Loue, son influence ne se fait plus sentir dans les sédiments jurassiques.

En définitive, si l'on néglige les accidents secondaires qui constituent une marquerie de dômes et de cuvettes, la surface préliasique, qui recoupe les terrains permo-carbonifériens à l'Ouest du Bassin de Brive, est affectée de deux mouvements, le premier l'incline vers le Sud-Ouest sous l'influence des accidents tectoniques de direction sud-armoricaine, le second l'abaisse vers le Nord-Ouest sous l'influence des accidents tectoniques de direction varisque. C'est la résultante de ces deux déformations qui explique l'allure actuelle de la pénéplaine préliasique et la répartition à sa surface des sédiments du Lias et du Jurassique.

3. *Date de ces déformations.* — Comme autour du massif cristallin de Châtres on peut, dans une certaine mesure, par l'étude des faciès, déterminer l'âge des mouvements qui ont gauchi la surface d'érosion préliasique à l'Ouest du Bassin de Brive. Les sédiments rhétiens sont nettement détritiques et lagunaires; ceux du Sinémurien contiennent des traces de patelles; dans le Charmouthien on trouve des poudingues. Donc, les rivages étaient proches et les lagunes et les mers peu profondes. De plus, les étages du Lias sont homogènes sur de grandes épaisseurs et leur puissance augmente de l'intérieur du Bassin vers l'extérieur. L'Hettangien, qui a 20 mètres d'épaisseur à Badefols-d'Ans, en mesure plus de 50 à la Chassénie, au Nord-Ouest de Cherveix. Au moment même du dépôt le mouvement de subsidence vers le Nord-Ouest s'est donc accusé d'une trentaine de mètres. Il s'est accentué au cours de la sédimentation jurassique car la puissance du Bajocien s'accroît d'une vingtaine de mètres entre Temple-Laguyon et Tourtoirac. Mais, pour compenser la dénivellation actuelle de la pénéplaine préliasique qui dépasse, entre Badefols-d'Ans

et l'Auvézère, 150 mètres, il faut admettre, comme autour des schistes cristallins de Châtres, des déformations postérieures au Lias et au Jurassique et que l'on étudiera plus loin. Dès maintenant, on peut affirmer que dans la partie occidentale du Bassin de Brive ont régné, dès le début de la sédimentation secondaire, des phénomènes de subsidence analogues à ceux qui ont déterminé les déformations de la pénéplaine stéphanienne. D'une époque à l'autre, le style tectonique, dans cette région du Périgord, ne s'est pas modifié.

c) Le rôle de la pénéplaine préliasique dans le relief actuel du massif de Châtres et du Bassin de Brive.

Malgré les dépôts qui la recouvrent et les vigoureuses érosions qui l'ont démantelée, la pénéplaine préliasique joue un rôle important dans le relief du massif cristallin de Châtres et de la partie occidentale du Bassin de Brive. Pour mieux en évaluer l'ampleur, on peut envisager d'un coup d'œil d'ensemble les deux régions que l'on a séparées jusqu'ici pour analyser plus commodément la tectonique.

Dans le Bassin de Brive, la surface d'érosion préliasique se conserve toujours sous les buttes-témoins qui jalonnent le pays, d'Ayen à Hautefort; elle s'y révèle sensiblement horizontale à l'origine, puis plus ou moins déformée ensuite par des failles et des flexures d'orientation variable ou sud-armoricaine (fig. 10 et 15). Ses déformations sont très faibles à l'Est d'une ligne passant par Nailhac et Boisseuilh; dans cette zone, vers Badefols-d'Ans et Coubjours, la surface d'érosion antérieure au Lias accuse une altitude moyenne de 280 mètres. On peut donc lui attribuer, comme fragments exhumés, les croupes du Permien qui atteignent cette hauteur. Malheureusement, les grès primaires, à la fois imperméables et friables, se prêtent aisément au ravinement par les eaux de ruissellement. Partout où ils ne sont plus protégés par la croûte calcaire de l'Hettangien et du Charmouthien, ils se désagrègent très vite. Aussi les sommets, où l'on peut reconnaître des fragments de la pénéplaine préliasique, sont-ils très rares. Toutefois, à Chavagnac, près des Teillots, à Tireloube, au Nord-Ouest de Segonzac et sur les croupes qui, vers le Sud, séparent l'Ellé de ses affluents, de vastes replats se raccordent aisément avec les plates-formes qui supportent les dépôts du Lias à Coubjours, à Saint-Robert et à Badefols-d'Ans. (Carte VIII, p. 193.)

Vers le Sud, la surface préliasique se relève très légèrement et le replat de la Chapelle-Saint-Jean, à 294 mètres, ainsi que la croupe de la Feuillade entre le Taravellou et le ruisseau de Saint-Rabier, à 280 mètres, lui appartiennent sans contestation possible. Elle passe ensuite par-dessus la pénéplaine stéphanienne qu'elle domine presque partout, sauf vers l'Ouest où elle la recoupe, autour de la Chapelle-Saint-Jean, sous un angle très faible. Elle nivelle la région de Châtres et des Nibous à 340 mètres au-dessus du niveau de la mer et s'incline vers le Sud et le Sud-Ouest où on peut lui attribuer, autour de Peyrignac et de Saint-Rabier, quelques pentes de collines, vers Bord par exemple, à 200 mètres environ d'altitude

moyenne; puis elle disparaît sous la vallée de la Vézère et du Ser. (Fig. 18.)

Vers l'Ouest, où elle s'incline rapidement en direction de l'Auvézère, elle recoupe les sédiments permians auprès de Boisseuilh et s'enfouit sous les sédiments du Lias et les alluvions des vallées. Du côté du Nord elle se prolonge par des replats qui atteignent 280 à 290 mètres d'altitude au pied du horst cristallin de Sanas-Salagnac. (Carte III, p. 50.) Là, elle coupe la pénéplaine stéphanienne, qui se relève sur les pentes de Clairvivre et de Soudenas, mais sous un angle assez faible (fig. 10 et 14). Faute de dépôts sédimentaires, il n'est pas possible de la suivre sur les schistes sériciteux de Génis et les granites de Monchabrol. Mais au Nord-Ouest, entre Excideuil et Thiviers, on verra comment elle se comporte sur les terrains primitifs.

d) *Déplacement des zones de subsidence vers le Sud-Ouest.*

La surface d'érosion préliasique, dans le Bassin de Brive, offre un contraste curieux : tandis qu'au Nord-Est elle est presque horizontale et que les mouvements de subsidence ont fort peu joué, vers le Sud-Ouest elle est considérablement déformée et disparaît sous des masses énormes de sédiments secondaires. Il n'en est pas de même, on l'a déjà remarqué, pour la pénéplaine stéphanienne. Si celle-ci s'est maintenue sur le massif de Châtres et peut-être sur les granites de Montchabrol, elle s'est affaissée sous les grès permians de Villac et des Teillots, dans la région, précisément, où la pénéplaine préliasique est demeurée presque stable.

De cette constatation on peut déduire que, de l'ère primaire à l'ère secondaire, les zones de subsidence ont reculé vers le Sud-Ouest. Tandis qu'au Permo-Carboniférien, elles jouaient au pied des roches cristallines de Salagnac et de Clairvivre, au Lias et au Jurassique, elles ne dépassaient pas la ligne Cherveix, Hautefort, Nailhac, Saint-Rabier, Peyrignac et Beauregard. Il semble qu'au Nord de cette ligne, entre les schistes sériciteux de Châtres et les granites de Monchabrol, l'écorce terrestre soit devenue rigide, qu'elle ait atteint un plus haut degré de consolidation et n'ait plus fléchi sous le poids des sédiments secondaires. Des mouvements d'ensemble aidant, les mers et les lagunes ne se sont plus avancées aussi loin vers le Nord-Est; la nature détritique des terrains du Trias et du Lias prouve la proximité des rivages; la région de Châtres formait une île et celle de Génis et de Saint-Memin dominait les eaux peu profondes de la mer épicontinentale du Lias sur le Bassin de Brive. Ainsi le horst du Massif Central gagnait vers le Sud-Ouest aux dépens du graben aquitain.

4° LES DÉFORMATIONS DE LA PÉNÉPLAINE PRÉLIASIQUE
ENTRE LA VALLÉE DE L'AUVÉZÈRE ET LA RÉGION DE NONTRON.

Entre l'Auvézère et les affluents de droite du Bandiat, sur une longueur de près de 60 kilomètres, les terrains du Lias et du Jurassique

entrent en contact avec les terrains cristallins du Massif Central [3 et 141]. La zone, où se rencontrent les deux formations, n'atteint tout au plus que 6 à 7 kilomètres de largeur, mais elle a suffisamment d'ampleur pour permettre d'analyser, avec quelque précision, le comportement de la pénélaine préliasique dans cette région du Périgord septentrional; on peut aisément en déceler les déformations avec leur allure et leur âge et en repérer l'influence sur le relief actuel. (Carte III, p. 50.)

a) *Prépondérance des accidents sud-armoricains.*

L'orientation de la zone de contact entre les terrains sédimentaires du Bassin Aquitain et les roches cristallines du Limousin méridional, dans la région qui intéresse le Périgord, montre nettement le rôle capital des accidents sud-armoricains qui ont déformé la surface d'érosion préliasique selon une direction Sud-Est-Nord-Ouest. Mais le style même des accidents majeurs varie sensiblement de l'Auvézère au Bandiat, de telle sorte qu'il vaut mieux les étudier par section de l'Auvézère à la Loue, de la Loue à la Cole et enfin au Nord-Ouest de Saint-Martin-de-Fressengeas.

1. *Entre l'Auvézère et la Loue.* — De Cherveix à Excideuil, autour de Preyssac et d'Anlhiac, les dépôts du Rhétien et de l'Hettangien sont assez abondants pour qu'il soit possible de reconstituer la surface d'érosion qu'ils fossilisent sur les schistes satinés ou sériciteux et sur les granites porphyroïdiques d'Essandiéras. Le Rhétien, qui atteint 330 mètres au Nord-Est de Prayssac, n'est plus qu'à 140 mètres en face de Cherveix et à 145 mètres à Saint-Médard-d'Excideuil; en 3 kilomètres il descend de 190 mètres, soit une pente de près de 20 pour 100. Le Jurassique est incliné dans les mêmes proportions; de 312 mètres à la Garenne, au Sud-Est d'Excideuil, il passe à 140 mètres au pied de Sarconnat, au Sud d'Excideuil. La surface d'érosion préliasique est donc soumise ici à une vigoureuse flexure, donc l'axe est orienté vers le Nord-Ouest. Brusquement, au Sud de Saint-Raphaël, elle se relève avec tant de raideur qu'une faille l'a brisée en face de la Crouzille, au droit de l'accident sud-armoricain déjà décrit dans la partie occidentale du Bassin de Brive; c'est la flexure faillée de Cherveix-Temple-de-l'Eau, où le Toarcien, situé au Sud-Ouest, bute contre le Bajocien situé au Nord-Est. Mais ce n'est qu'un arrêt local dans la pente générale vers le Sud-Ouest. Le Lias supérieur, qui est encore à 200 mètres à la Crouzille, retombe à 140 mètres à Tourtoirac où il disparaît sous la vallée de l'Auvézère. (Carte V, p. 73.)

Ainsi, entre l'Auvézère et la Loue, la pénélaine préliasique est soumise à des déformations qui l'inclinent vers le Sud-Ouest à la faveur d'un accident tectonique de direction sud-armoricaine, prolongement de la flexure faillée de Cherveix et reprise du gauchissement qui a déjà affecté la surface stéphanienne sous le Permo-Carboniférien du Bassin de Brive.

2. *Entre la Loue et la Cole, jusqu'à Saint-Martin-de-Fressengeas.* — Au Nord-Ouest d'Excideuil, la surface d'érosion préliasique est soumise à un jeu complexe de failles et de flexures qui tantôt lui conservent une

quasi-horizontalité et tantôt l'inclinent vers les profondeurs de l'écorce terrestre par de vigoureux pendages. (Carte IV, p. 68.)

Ainsi, au Nord de Clermont-d'Excideuil, la plaque de grès rhétien du hameau des Champs est demeurée presque horizontale. Près de la route de Dussac à Thiviers elle atteint l'altitude de 320 mètres. A la Lande, 4 kilomètres plus au Sud, elle est encore à 292 mètres et sous le Signal du Noyer elle se maintient à 300 mètres. Elle ne descend guère que de 20 mètres en 4 kilomètres, soit une pente de 0,5 pour 100.

Le lambeau d'Hettangien de Nanthiat est, lui aussi, sensiblement horizontal; son altitude ne s'écarte guère de 300 mètres autour des hameaux de Grelière et de Nazac. De ces observations on peut donc conclure que la pénéplaine préliasique se termine sur les schistes cristallins par une surface presque plane qui se relève très lentement vers le Nord-Est avec une pente inférieure à 1 pour 100. (Fig. 19.)

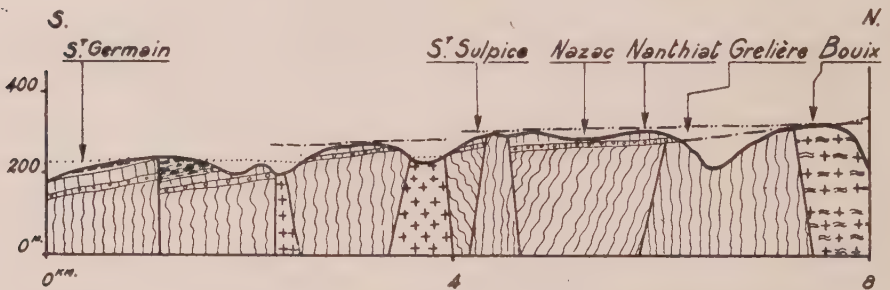


Fig. 19. — COUPE NORD-SUD DE NANTHIAT VERS SAINT-GERMAIN-DES-PRÉS.
(Failles et gauchissements de la surface d'érosion préliasique; replats tertiaires.)

Mais vers le Sud-Ouest les dénivellations s'accroissent rapidement. L'Hettangien, qui atteint 330 mètres au Signal du Noyer, descend à 220 mètres près du hameau de Prémillac, soit une pente de 100 mètres pour 4 kilomètres, 5 fois supérieure à celle du Rhétien auprès du hameau des Champs. Puis la flexure, qui déforme la surface préliasique, se brise selon des failles conformes ou contraires, de direction sud-armoricaine; les grès métamorphiques de Thiviers surgissent à Saint-Sulpice-d'Excideuil, entre deux failles dont les lèvres sont constituées par des calcaires hettangiens; les argiles du Toarcien disparaissent sous le Bajocien dans les vallées de Saint-Germain et de Cognac. En gros, faibles et flexurés, d'Excideuil à Thiviers, déterminent ou délimitent deux ou trois synclinaux sensiblement parallèles et de direction sud-armoricaine. (Carte IV, p. 68.)

Un premier synclinal prend naissance au Nord d'Excideuil; son axe passe par le hameau du Plantier; vers Prémillac il est coupé en partie par un petit anticlinal oblique qui fait reparaître les grès métamorphiques de Thiviers au milieu des calcaires hettangiens; l'accident tectonique se prolonge vers le Nord-Ouest, en direction de Nantheuil où il s'accroît, avant de disparaître complètement, dans un fossé où l'on trouve tous les étages du Lias. Un second synclinal se détache du premier au Sud-Ouest de Prémillac et s'oriente vers Cognac où il se confond avec la flexure

par laquelle le Lias tombe de 270 mètres à Thiviers à 130 mètres vers Eyzerac. Sans doute faut-il voir également un troisième synclinal au Nord de Javerzac et du horst cristallin de Saint-Sulpice d'Excideuil, là où se sont conservés les sédiments rhétiens des Champs et les calcaires hettangiens de Nanthiat.

De petits anticlinaux très étroits séparent ces synclinaux. L'un d'entre eux, délimité par deux failles au Nord de Saint-Sulpice-d'Excideuil, se trouve dans le prolongement des porphyroïdes d'Essandiéras. On peut se demander s'il n'y a pas là un vieil accident silurien qui aurait rejoué au Lias. Un autre anticlinal s'annonce au Sud-Est de Thiviers, près du Repaire, et va en s'élargissant et en s'aténuant vers le Nord-Ouest. Bref anticlinaux, synclinaux, flexures faillées ou non, comme les ressauts figés d'une immense cascade de roches, font tomber le Lias de 330 mètres au Nord-Est à 130 mètres dans la vallée de l'Isle, près de Cognac. La surface d'érosion, qui supporte les sédiments secondaires, passe comme eux d'une allure presque horizontale à une pente vive et tourmentée et disparaît en profondeur vers le Sud-Ouest. Au confluent de l'Isle et de la Loue, sous le Jurassique qui s'incline lui aussi vers le centre du Périgord, la pénéplaine préliasique est à 80 mètres environ au-dessous du niveau de la mer.

3. *Au Nord-Ouest de Saint-Martin-de-Fressengeas.* — Entre Saint-Martin-de-Fressengeas et Soudat, les déformations de la surface d'érosion préliasique se simplifient et se réduisent à une flexure simple ou faillée; les dépôts du Lias passent d'une très faible inclinaison au Nord-Est à une pente plus forte vers le Sud-Ouest où ils disparaissent sous le Bajocien. Ainsi les plaques du Rhétien, qui se sont conservées sur les micaschistes aux Landes, à Grelières et au Signal de Milhac se maintiennent d'abord, quasi horizontales, vers 280 à 300 mètres d'altitude. Puis, elles s'inclinent brusquement vers le Sud-Ouest et la faille, de Saint-Martin à Milhac, les coupe et entraîne une dénivellation de vingt à trente mètres. On retrouve les sédiments de l'Infralias à 100 mètres d'altitude, sous Saint-Jean-de-Cole et dans les petits vallons situés à l'Est de Milhac. (Fig. 6.)

De même, au Nord-Ouest de Nontron, les grés rhétiens, de Poperdu à la Tuilière, se tiennent entre 280 et 300 mètres, puis ils s'inclinent vers le Sud-Ouest, sous les hameaux de la Borderie et de la Côte et, la faille de Saint-Martin-le-Point accentuant leur pente, ils se trouvent à moins de 160 mètres dans la vallée du Bandiat (fig. 12). Vers Etouars et le Bourdeix, le Lias et le Jurassique, sont affectés, comme autour de Thiviers et de Nontron, d'un même mouvement d'affaissement vers le Sud-Ouest; ils descendent d'abord lentement, puis la flexure se transforme en faille contraire à Varaignes et fait surgir de nouveau le Toarcien, mais sur une faible distance; ensuite la pente s'accroît au point que le Lias est à plusieurs dizaines de mètres de profondeur sous la vallée du Bandiat, entre Javerlhac et Souffrignac.

Ainsi donc, de Cherveix à Soudat, des bords de l'Auvézère aux rives du Bandiat, la pénéplaine préliasique se déforme sous l'influence d'une flexure plus ou moins faillée et de direction sud-armoricaine. Elle

se distinguerait ainsi des pénéplaines de même âge qui bordent les massifs anciens du Morvan et de la Forêt-Noire et qui surgissent de sous leur couverture sédimentaire selon une pente régulière que l'on peut prolonger au-dessus des formations cristallines du substratum hercynien, sans tenir compte de déformations importantes [182].

b) *Influence des accidents varisques.*

Les accidents de direction sud-armoricaine ne suffisent pas à expliquer toutes les déformations de la pénéplaine préliasique en bordure du Limousin méridional. Sans doute sont-ils prépondérants et imposent-ils leur orientation à la zone de séparation entre les terrains sédimentaires et les formations cristallines. Mais des mouvements orientés vers le Nord-Est interviennent également pour gauchir la surface d'érosion fossilisée par le Lias; les axes des anticlinaux et des synclinaux sud-armoricains, les pentes des flexures subissent des inflexions qui peuvent s'expliquer par l'influence d'accidents de direction varisque ou calédonienne.

Au delà d'Anliac, vers Génis, par suite de l'un de ces mouvements, l'Hettangien se relève vers l'Est et disparaît, emporté par l'érosion, laissant à nu les schistes satinés sur la rive gauche de l'Auvézère. Ce mouvement positif est le prolongement de celui qui soulève le Lias de Cherveix-Cubas et le fait passer de 140 mètres à 220 mètres entre Cherveix et Chavagnac. C'est la flexure d'Hautefort que l'on retrouve ainsi autour de Génis. (Carte V, p. 73.)

De même, vers Preyssac, une légère boursofflure du socle cristallin détermine la disparition du Rhétien sur les porphyroïdes d'Excideuil. En revanche, vers Nanthiat et Thiviers, ce sont plutôt des ensellements qui affectent l'axe des anticlinaux et des synclinaux sud-armoricains et qui expliquent la conservation en quelques points de lambeaux de sédiments liasiques. La bande d'Hettangien, qui s'étend de Sarnac à Grelière, entre Nanthiat et Saint-Sulpice-d'Excideuil, correspond à un faible synclinal orienté vers le Nord-Est; de part et d'autre de son axe, le Rhétien se relève légèrement vers le Nord-Ouest et le Sud-Est (carte IV, p. 68). De 290 mètres sous Grelière il passe à 298 mètres à Buchaillon. Au Sud de Thiviers, l'axe du syndical sud-armoricain de Nantheuil, s'incline vers le Nord-Ouest et la faille de Doueyras vient l'interrompre selon une direction Sud-Ouest-Nord-Est. De sorte que ce curieux accident de Nantheuil, si bien encadré de failles sur trois côtés, est soumis à deux mouvements de bascule, l'un qui l'incline vers le Sud-Ouest, l'autre qui le fait plonger vers le Nord-Ouest. On a déjà constaté semblable gauchissement dans la surface d'érosion préliasique à l'Ouest du Bassin de Brive.

De nouveaux fléchissements se produisent dans l'axe de la flexure sud-armoricaine qui sépare le Lias et le Cristallin au Nord-Ouest de la Cole. A Saint-Martin-de-Fressengeas, c'est grâce à un affaissement légèrement faillé que tous les étages du Lias ont pu se conserver au-dessus des micaschistes à diorite. En face de Saint-Pardoux, un fossé, bien délimité par des failles, fait pénétrer de 3 à 4 kilomètres les sédiments du Lias et du Jurassique au milieu des schistes cristallins et des granulites. En revanche

le horst de Mermeix-le-Pic fait surgir des schistes granulitisés jusqu'au Sud de la route de Saint-Pardoux-la-Rivière à Nontron. Un nouvel affaissement de direction varisque se produit sous le hameau de Goulard, tandis que granite et schistes cristallins s'avancent encore vers le Sud-Ouest près de Saint-Martial-de-Valette. (Carte III, p. 50.)

Au Nord-Ouest de Nontron, le mouvement d'inclinaison varisque se précise. La plaque de Rhétien de la Tuilière descend de 300 mètres à 240 mètres entre la Picaudie et le Prieuré sous l'influence d'un synclinal dont l'axe se trouve entre Teyjat et le Bourdeix. Un anticlinal surgit de nouveau au Nord de Teyjat, vers la Boère et la Crête; le Lias s'amincit et disparaît sous le Jurassique. De nouveau un fléchissement se produit vers Soudat et, après l'anticlinal d'Eymoutiers, s'amorce la zone de subsidence, orientée vers le Nord-Ouest, qui détermine, de proche en proche, le « détroit » jurassique du Poitou.

Ainsi, la surface d'érosion préliasique, fossilisée sous les grès rhétiens, s'incline sans nul doute vers le Sud-Ouest sous l'influence de flexures sud-armoricaines plus ou moins faillées. Mais elle est affectée également d'ondulations perpendiculaires aux précédentes et qui l'abaissent, non sans interruptions, vers le Nord-Ouest. Elle passe de 300 mètres au Sud-Est de Nontron, à moins de 180 mètres aux limites du Périgord et des Charentes. Comme le petit synclinal de Nantheuil, comme la partie occidentale du Bassin de Brive, elle est donc soumise à deux déformations, l'une qui l'incline vers le Sud-Ouest et l'autre vers le Nord-Ouest. C'est ce double gauchissement, résultat de l'interférence des accidents varisques et sud-armoricains, qui domine la tectonique du Périgord septentrional et explique la répartition des terrains du Lias et du Jurassique.

*c) Dates des déformations de la pénéplaine préliasique
entre l'Auvézère et le Bandiat.*

Comme autour du massif cristallin de Châtres et du Bassin de Brive, l'examen des sédiments liasiques et jurassiques permet de dater en partie les mouvements qui ont rompu l'horizontalité primitive de la pénéplaine préliasique. Ainsi, à Boère, près de Teyjat, sur un anticlinal varisque, le Lias tout entier se réduit à moins de 10 mètres d'épaisseur, tandis que dans le synclinal de Teyjat-le-Bourdeix il atteint une puissance de 40 mètres, tout en conservant un faciès homogène dans chaque étage; les dépôts détritiques de rivage et de lagune dominant plus encore que vers Terrasson. On peut donc estimer à une trentaine de mètres la dénivellation de la surface préliasique durant la période où s'accumulèrent dans le synclinal de Teyjat les sédiments du Lias. Comme la dénivellation du Nord-Est au Sud-Ouest atteint 130 à 140 mètres, il faut admettre qu'elle s'est poursuivie durant l'époque jurassique et qu'elle a dû s'accroître plus tard sous l'influence de causes nouvelles que révélera l'étude des pénéplaines tertiaires.

Autour de Nanthiat et de Saint-Germain-d'Excideuil, l'examen des faciès et de l'épaisseur des terrains liasiques et jurassiques permettrait d'aboutir aux mêmes conclusions que celles qui se dégagent de l'analyse

des conditions de la sédimentation au Nord-Ouest de Nontron. Les dépôts, presque entièrement détritiques, dénotent une mer épicontinentale peu profonde et des rivages tout proches. Contrairement à ce que certains ont cru pouvoir affirmer, la nature des sédiments secondaires dans le Périgord septentrional, et l'absence de résidus sédimentaires, en particulier de chaillies, sur le Limousin méridional, laissent croire que les mers secondaires du Bassin Aquitain n'ont pas dépassé de beaucoup, vers le Nord-Est, la limite actuelle du Lias et du Jurassique. Un socle rigide, entre l'Auvézère et le Bandiat, paraît avoir maintenu en ce point les diverses transgressions marines de cette période géologique.

Toutefois, il faut admettre que les régions de subsidence se sont réparties d'une manière tout à fait différente de part et d'autre de l'Auvézère durant les trois premières époques de l'ère secondaire. Tandis qu'au Sud-Est, dans le Bassin de Brive et sur le massif cristallin de Châtres, elles perdaient du terrain et que de larges surfaces de l'écorce terrestre se consolidaient et limitaient l'extension des eaux marines, vers le Nord-Ouest, au contraire, elles gagnaient aux dépens des dépôts permien et triasiques qui disparaissaient complètement dans les profondeurs du sol, elles empiétaient sur les schistes cristallins et les gneiss et venaient même effleurer le massif granitique de Nontron qui paraît avoir joué le rôle d'un môle de résistance ou d'un horst. Ces variations, dans la répartition des zones de subsidence, sont conformes à l'allure des déformations qui ont atteint la pénéplaine préliasique; celle-ci se relève vers le Sud-Est et s'abaisse vers le Nord-Ouest tout en s'inclinant vers le Sud-Ouest. C'est la résultante de ces trois mouvements qui explique le mieux les dénivellations de la surface de contact entre les formations cristallines du Limousin et les terrains sédimentaires du Bassin Aquitain.

d) *Rôle de la pénéplaine préliasique dans le relief actuel, entre l'Auvézère et le Nontronnais.*

Si la pénéplaine préliasique, fossilisée sous le Lias, se dégageait de cette formation sédimentaire selon une pente régulière et assez fortement accusée, il serait difficile de lui attribuer des reliefs exhumés au Nord des plaques de Rhétien ou d'Hettangien, près de Nanthiat, de Saint-Martin-de-Fressengeas et de Nontron. Mais, comme on l'a vu plus haut, elle sort de sous le Lias selon une pente très faible de 0,5 pour 100 environ, et si l'on prolonge la courbe de la flexure vers le Nord-Est, on constate qu'elle forme avec la surface actuelle de la région un angle de plus en plus réduit. Ainsi, entre Jumilhac et Thiviers, l'inclinaison générale du relief actuel est d'environ 0,25 pour 100, celle de la pénéplaine préliasique atteignant 0,5 pour 100; c'est un écart angulaire de moins de 3 degrés que cette pénéplaine forme au-dessus des plateaux du Limousin méridional. Dans ces conditions on peut rechercher, autour des plaques de Lias, des replats qui appartiennent à la surface d'érosion préliasique exhumée et même prolonger les investigations de cet ordre jusqu'au centre du Limousin. (Carte VIII, p. 193.)

1. *Aux confins du Périgord septentrional.* — Au Nord d'Anlhac, les

hauteurs de Chez-Guérigny, à 317 mètres d'altitude, et de la Gabie, à 316 mètres, sont le prolongement, par delà un petit affluent de l'Auvézère, de la surface fossile qui, à 300 mètres d'altitude, supporte l'Hettangien d'Anlhiac. Au Nord de Nanthiat, la croupe de Bouix, à 320 mètres, se raccorde aux fragments de la surface d'érosion préliasique qui subsistent sous les plaques de Rhétien des hameaux de Grelière et des Champs (fig. 19). La butte située au Nord de Dussac, et qui culmine à 340 mètres, peut être également rattachée à la plaque de Lias qui s'étend du Signal du Noyer à la route de Lanouaille à Thiviers.

Sur les pentes des vallées de la Loue, au Nord de Saint-Médard-d'Excideuil, sur celles de l'Isle, au Nord de Cognac, et de la Queue d'Ane, au Nord de Saint-Jean-de-Cole, on remarque aisément des replats fortement inclinés vers le Sud-Ouest. Ils coïncident avec la surface qui tronque les schistes cristallins et, au-dessus d'eux, se dressent quelques corniches calcaires; ils constituent des fragments de la pénéplaine préliasique remis à jour par le jeu de l'érosion différentielle qui détruit plus rapidement les grès et les calcaires du Lias que les roches imperméables du Limousin (fig. 6).

Enfin, autour du Bourdeix, d'Etouars et de Soudat, les hauteurs, qui atteignent les cotes 272, 274 et 287, prolongent simplement sur les granites la surface qui supporte vers le Sud-Ouest les grès et les calcaires du Rhétien et du Bajocien (fig. 12). On peut donc largement tenir compte, dans l'étude du relief du Périgord septentrional, de Terrasson à Soudat, aussi bien au Nord de Thiviers et d'Excideuil qu'au pourtour du Bassin de Brive et du massif cristallin de Châtres, de la part qui revient dans la topographie à la pénéplaine préliasique exhumée. Des croupes, des replats, des pentes de collines, des surfaces cycliques, qui détonnent par leur pente assez vive au milieu des niveaux d'érosion postérieurs et d'une allure plus tranquille, doivent lui être attribués sans hésitation possible. Malgré leur médiocre ampleur, ces accidents ne peuvent être négligés dans la morphologie de la région; toutefois, ils ne sont mis en évidence dans le paysage et ne s'expliquent qu'après une analyse des déformations subies par la pénéplaine préliasique depuis sa fossilisation par la sédimentation secondaire.

2. *A l'intérieur du Limousin.* — Peut-on retrouver des traces de cette pénéplaine au delà de l'étroite bande du plateau limousin où l'érosion l'a remise à jour? Il semble que ce ne soit pas possible si on la prolonge vers le Nord-Est sans admettre de dénivellations ou de fléchissements. Sa pente, qui est de 10 à 12 pour 100 dans les flexures les plus vigoureuses, est de beaucoup supérieure à celle du relief actuel qui ne dépasse guère une inclinaison vers le Sud-Ouest de 0,25 pour 100. Dans ces conditions, le prolongement idéal de la pénéplaine préliasique passerait à des centaines de mètres au-dessus des plus hauts sommets du Limousin. Cette hypothèse est contredite par les faits, car elle suppose le démantèlement d'une masse montagneuse beaucoup trop volumineuse pour la masse des sédiments qui se sont accumulés avant le Lias dans le Bassin Aquitain, et elle fait intervenir au début de l'ère secondaire un soulèvement épéiro-

génique trop considérable pour la partie occidentale du Massif Central.

Mais, si l'on remarque, comme on l'a fait plus haut, qu'en certains points, près de Nanthiat et aux hameaux des Champs (fig. 19), la pente de la surface d'érosion préliasique se réduit à moins de 0.5 pour 100, on peut admettre avec vraisemblance qu'elle se prolonge vers le Nord-Est en formant un angle très faible avec la surface actuelle des plateaux limousins et qu'elle peut même devenir tangente aux plus hauts sommets du Limousin, en particulier à la Montagne qui s'étend à 80 kilomètres au Nord-Est du Périgord, autour des sources de la Vienne, du Cher et de la Vézère, avec une altitude de 860 à 900 mètres. Albert Demangeon avait attribué ces hautes surfaces à un cycle d'érosion très ancien datant de l'ère secondaire et de l'ère primaire. C'était le cycle I de sa classification pour les reliefs cycliques du Limousin [93] et Tableau I. p. 190.)

Comme on l'a vu plus haut, M. Baulig a décelé dans ce cycle un niveau supérieur A¹ appartenant à la pénéplaine stéphanienne [34]. Au-dessous, il a distingué un autre niveau qui se manifeste dans la Montagne par des ruptures de pente dans les vallées de la Vézère et de la Dadalouze, affluent de la Corrèze: il les situe respectivement à 830 mètres d'altitude pour la Vézère, près du village de Saint-Merd-les-Oussines, et à 810 mètres sur la Dadalouze. Ce cycle, qu'il numérote A², a attiré également l'attention de M. Perpillon qui le fait entrer dans sa classification sous le terme de Ia et il lui attribue un âge post-hercynien [212]. Comme il le situe au-dessus d'un autre cycle Ib qu'il date de l'Infracrétacé, il est permis de l'affecter à la période d'érosion préliasique. Les larges vallées mûres, qu'il détermine en aval de Saint-Merd-les-Oussines et sur le cours moyen de la Dadalouze, se raccorderaient ainsi aux surfaces exhumées par l'érosion de leur couverture de Trias, de Lias et de Bajocien, aux confins du Périgord et du Limousin (fig. 46 et tableau I).

Dans le Ségala, M. Meynier date de la même époque la plate-forme du Levezou qui se tient vers 900 à 1.000 mètres d'altitude [191]. Il raccorde cette surface à une rupture de pente située dans la vallée du Lot près du Bleynard, à 1.027 mètres d'altitude. Comme cette surface est recouverte partiellement, en ce point du Massif Central, de grès triasique, son âge ne fait aucun doute. Elle se rattache aux surfaces qui bordent le Périgord septentrional de Nontron à Terrasson et aux vallées de la Vézère et de la Dadalouze qui échauèrent largement la Montagne limousine (tableau I et fig. 46).

En résumé, la surface d'érosion préliasique A² est un élément du cycle I de A. Demangeon dans la Montagne Limousine, elle correspond au cycle A² de M. Baulig, au cycle Ia de M. Perpillon et à la plate-forme du Levezou décrite par M. Meynier. Elle n'a laissé aucune trace sur les cours supérieurs de la Dordogne et de la Cère parce que les éruptions volcaniques du Mont-Dore et du Cantal, qui ont bouleversé le profil en long de ces cours d'eau, recouvrent des surfaces d'érosion beaucoup plus récentes que la surface préliasique: celle-ci a, en effet, complètement disparu entre les hauts plateaux du Limousin et le bassin de la Limagne, sous l'influence des agents d'érosion, avant la surrection des cônes et des dômes de laves et de cinérites.

CONCLUSION.

L'étude des déformations de la pénéplaine préliasique, fossilisée, affaissée, faillée et partiellement exhumée et démantelée, confirme et précise les conclusions qui se dégagent de l'analyse des surfaces d'érosion antérieures : stéphanienne ou primitives.

1° *Les accidents de direction sud-armoricaine* sont prépondérants et expliquent en grande partie l'orientation de la zone de contact entre le Limousin cristallin et le Périgord sédimentaire.

2° Ces accidents sud-armoricains entrent en interférence avec *des accidents de direction varisque* et créent ainsi, tout le long de la zone de contact, une série de dômes et de cuvettes particulièrement bien marqués dans la région occidentale du Bassin de Brive. L'influence des accidents varisques se traduit également par une succession de décrochages des accidents sud-armoricains vers le Nord, de sorte que la ligne de séparation des terrains sédimentaires et des roches cristallines, au lieu d'être orientée vers l'Ouest-Nord-Ouest, comme l'exigerait l'orientation des accidents sud-armoricains, court au contraire franchement vers le Nord-Ouest.

3° *Les déformations de la pénéplaine préliasique* ont, en général, l'allure de flexures avec de faibles pentes en bordure du Bassin de Brive et des terrains cristallins du Limousin, suivies de vigoureuses dénivellations vers le Sud-Ouest, coupées de failles conformes ou contraires. A ces déformations d'origine sud-armoricaine s'en superposent d'autres d'origine varisque, de sorte que la pénéplaine en question s'infléchit à la fois vers le Bassin Aquitain et vers le seuil du Poitou, selon deux mouvements dont la résultante est orientée vers l'Ouest. Mais il n'est pas nécessaire de faire intervenir des plissements par poussée latérale; l'allure tranquille des strates horizontales ou régulièrement inclinées exclut cette hypothèse. Les déformations, par poussée verticale sur des zones de subsidence, suffisent à expliquer d'une manière satisfaisante la tectonique du Périgord septentrional.

4° *Les divers accidents* qui affectent la surface d'érosion préliasique *s'atténuent sensiblement du Sud-Est au Nord-Ouest*; le réseau des failles se simplifie, la hauteur des rejets passe de plus de 100 mètres autour du Bassin de Brive à une dizaine de mètres près de Nontron. Si le bouleversement local de l'écorce terrestre en ce point s'estompe dans l'espace, de l'Est à l'Ouest, il s'affaiblit également dans le temps, du Carboniférien au Jurassique; les dénivellations, qui ont joué dans la surface d'érosion stéphanienne, ont encore rejoué dans la pénéplaine préliasique, mais avec une bien moindre intensité. La flexure faillée de Châtres, qui atteint 150 mètres dans le Permo-Carboniférien, ne mesure plus qu'une trentaine de mètres dans le Lias.

5° On constate que d'une pénéplaine à l'autre, de la sédimentation permienne à la sédimentation liasique, *les zones rigides de l'écorce terrestre*, que la mer ne recouvre plus, ou recouvre difficilement, *gagnent vers*

le Sud-Ouest; successivement, la zone des schistes cristallins de Génis et des schistes sériciteux de Châtres, puis celle des grès permien de Badefols-d'Ans se sont figées, comme des blocs de glace gagnant vers le large aux dépens des eaux libres, et les mers secondaires les ont respectées ou ne les ont recouvertes que d'une mince pellicule d'eau. Par contre, au Nord-Ouest, dans la région d'Excideuil, de Thiviers et de Nontron, les zones de subsidence ont gagné sur le Limousin entraînant la disparition, sous le Lias, du Trias, du Permo-Carboniférien et même des schistes cristallins, jusqu'en bordure du massif granitique du Nontronnais qui semble avoir joué le rôle d'un môle de résistance.

6° Contrairement à certaines hypothèses, on peut affirmer, d'après le faciès des sédiments du Lias et du Jurassique, que *les mers secondaires n'ont guère dépassé vers le Nord-Est les limites actuelles des terrains sédimentaires et des formations cristallines*. Presque partout les dépôts du Lias et du Jurassique sont d'origine détritique et révèlent la proximité des rivages; nulle part, sur les plateaux du Limousin méridional, ne se sont conservés des plaques de sédiments secondaires ou les résidus de ces sédiments.

7° Le faciès et l'épaisseur du Lias et du Jurassique permettent enfin, dans une certaine mesure, de déterminer *l'âge des déformations* subies par la surface d'érosion préliasique. Ces déformations se sont amorcées *dès le début des dépôts du Trias et du Lias*, elles se sont poursuivies durant l'époque jurassique et elles se sont encore accentuées plus tard sous l'influence de causes qui restent à déterminer par l'analyse des surfaces d'érosion postérieures.

§ III. — LA SURFACE D'ÉROSION CÉNOMANIENNE

1° CARACTÈRES GÉNÉRAUX.

a) *Y a-t-il une surface d'érosion cénomaniennne?*

Du Rhétien au Portlandien, tous les étages du Lias et du Jurassique sont représentés en Périgord, sans solution de continuité, de sorte qu'une concordance à peu près parfaite règne entre les diverses strates des calcaires du Bajocien et des argiles du Toarcien, des marnes du Virgulien et des grès du Bononien [139]. Mais au-dessus du Portlandien se produit une lacune dans la sédimentation de l'ère secondaire. Tout le Crétacé inférieur et moyen, du Valenginien à l'Albien, fait défaut; les mers et les lagunes ne recouvrirent à nouveau le Périgord qu'au Cénomanienn. Ce retour des eaux marines ne s'effectua pas sur des strates parfaitement horizontales, mais sur une surface qui coupait sous des angles divers les couches calcaires et marneuses du Jurassique supérieur.

Aussi la discordance règne-t-elle entre les sédiments du Crétacé et ceux du Jurassique. On peut l'observer directement sur le terrain, à Chapdeuil, par exemple, où le Cénomanienn horizontal repose sur du

Portlandien incliné de 15 degrés environ vers le Nord (fig. 4). De même, le long de la route qui s'élève de La Mothe-Fénelon au hameau d'Espioles, au Sud de Cazoulès, dans le Lot, on constate que les strates du Ligérien ont une inclinaison très faible de 1 pour 100, tandis que celles des calcaires virguliens sous-jacents, non seulement sont affectées de nombreux plissements, mais ont encore un pendage général vers le Sud-Ouest de 3 à 4 pour 100. Des observations analogues peuvent être faites le long de la voie ferrée de Souillac à Cahors, autour de la station de La Mothe.

Des coupes géologiques, sur les cartes de 1/80.000^e, permettent d'aboutir aux mêmes constatations. Autour de Sorges, la pente des sédiments crétacés vers le Sud-Ouest n'est que de 0,7 pour 100, tandis que celle des sédiments jurassiques atteint 2,1 pour 100 (fig. 11). On pourrait poursuivre les recherches de ce genre, elles conduiraient toutes à la même conclusion : le Cénomanien, transgressif sur le Jurassique, le recouvre selon une surface d'érosion qui coupe, sous des angles variés, les strates du Portlandien, du Kimméridgien et des étages sous-jacents. Il existe donc en Périgord une pénéplaine, ou tout au moins une surface d'érosion, postérieur au Jurassique supérieur et antérieure au Crétacé moyen.

b) *Sa formation.*

Du Portlandien au Cénomanien, les mers secondaires se sont en effet retirées du Périgord; durant cette longue période de régression marine, l'érosion subaérienne a agi sur les sédiments jurassiques. Sous l'influence de mouvements épéirogéniques, dont la date est difficile à fixer, mais qui se situent entre la fin du Jurassique et le milieu du Crétacé, et qui proviennent sans doute des premières poussées tangentielles d'où naîtront les Pyrénées, l'ensemble du Limousin, du Quercy et du Périgord a été soulevé; la pente vers le Sud-Ouest, à peu près nulle au moment du retrait des mers secondaires, s'est accusée assez vigoureusement pour permettre à des cours d'eau de creuser des vallées, au ruissellement d'user les flancs des collines. On constate d'ailleurs que ces déformations, que l'on peut qualifier de positives par comparaison aux mouvements d'affaissement que l'on a observés dans les zones de subsidence où se sont fossilisées les pénéplaines préliasique et stéphaniennes, ont contribué à leur tour à accentuer les déformations d'ensemble de ces pénéplaines et leur pente générale vers le Sud-Ouest. Et l'on a une preuve certaine de l'érosion consécutive à ces mouvements dans la nature même des sédiments crétacés; ils contiennent des éléments arrachés aux calcaires jurassiques et aux formations cristallines du Massif Central : quartz, tourmaline, zircon, etc..

Quoi qu'il en soit, par suite de ces mouvements épéirogéniques, les forces d'érosion ont agi sur les sédiments jurassiques et les terrains cristallins et elles ont créé, au cours d'un cycle presque complet, une surface nettement différente par son inclinaison des plans de contact entre les strates calcaires et marneuses sous-jacentes. D'ordinaire, l'angle qui mesure la différence d'écart entre la surface d'érosion et les surfaces structurales du Jurassique est assez faible : elle est nécessairement du même ordre que celle que l'on peut déterminer entre les strates crétacées et les strates

jurassiques. Au Sud de Cazoulès elle ne dépasse pas 2 ou 3 degrés. Mais en certains points elle peut atteindre une assez grande valeur, car, en plus du mouvement épéirogénique les sédiments du Jurassique ont été affectés de tassements, de glissements latéraux qui ont déterminé çà et là de petits plissements recoupés par la pénéplaine post-portlandienne (photo VI). Ainsi donc, il n'existe pas de parallélisme, ni même d'angle de valeur constante entre la surface d'érosion qui s'est développée avant la transgression cénomaniennne et les couches géologiques qu'elle recoupe. Elle ne forme pas non plus un rapport angulaire constant avec les pénéplaines antérieures, préliasique ou stéphanienne; comme on le verra plus loin, par l'analyse de ses déformations tectoniques, elle a été soumise à un jeu de forces plus faible et moins varié que celui qui a bouleversé les surfaces de contact entre les sédiments du Lias et du Permien, du Carboniférien et des terrains cristallins.

c) Allure primitive de la surface cénomaniennne.

A la fin de son évolution, quand les sédiments du Crétacé sont venus la fossiliser, la surface d'érosion cénomaniennne n'était pas encore parvenue à une horizontalité parfaite; lorsque, dans une carrière ou dans une tranchée de chemin de fer, on peut apercevoir la zone de contact entre les calcaires portlandiens ou virguliens et les grès cénomaniens, on constate que les roches crétacées ont comblé de nombreuses dénivellations de faible importance. Sans doute, dans son ensemble, la pénéplaine cénomaniennne avait-elle atteint une quasi-horizontalité avec un très léger relèvement vers le Nord-Est; mais dans le détail elle comprenait encore beaucoup de petits accidents que les lagunes saumâtres du Cénomanien ont occupés avant que la grande transgression marine du Crétacé moyen et supérieur ne vînt tout recouvrir de ses flots et de ses dépôts; c'étaient, çà et là, de petites croupes, de minuscules vallons, des ravins ou des excavations d'origine karstique. Aussi doit-on préférer le terme de surface d'érosion à pénéplaine. Mais, pour l'analyse d'ensemble des déformations de ce relief cyclique, on peut négliger les accidents de détail et n'envisager que les mouvements de grande envergure.

d) Age de la surface cénomaniennne.

Il est presque partout très facile de fixer l'âge de cette surface au Cénomanien moyen et inférieur, c'est-à-dire à la période qui précède immédiatement le début de la transgression crétacée. Autour de Sorges, à Chapdeuil, à Connezac, à Saint-Front-la-Rivière et en quelques points du Sarladais, près de Simeyrols et de Saint-Cyprien, c'est le Cénomanien moyen et supérieur qui recouvre directement le Jurassique; ses grès, formés de sable grossier, ses bancs de lignite et de calcaire avec des trous de phollades annoncent le retour prochain des eaux marines [200]. Néanmoins, au Sud de l'Isle, et de part et d'autre de la Vézère et de la Dordogne, jusqu'aux limites du Quercy et du Périgord, c'est le Ligérien qui, plus souvent que le Cénomanien, entre en contact avec le Portlandien ou

le Virgulien. Dans cette zone, la surface d'érosion date du Cénomanién supérieur et du début du Turonien. Toutefois, c'est plutôt au Cénomanién qu'elle a pris son ampleur maximum; on peut donc lui attribuer, comme à la pénéplaine préliasique, un âge moyen et la qualifier de surface d'érosion cénomaniénne.

e) *Extension de la surface cénomaniénne.*

C'est le long de la zone où les calcaires du Jurassique surgissent de sous les terrains crétacés qu'il est le plus facile d'étudier la surface d'érosion cénomaniénne. Cette zone décrit de nombreuses sinuosités du Nord au Sud du Périgord; en gros, on peut la suivre de Connezac, près de Nontron, à Saint-Front-la-Rivière, sur la Dronne; de là, elle oblique vers le Sud par Négrondes, Sarliac et le Change; elle s'oriente ensuite vers l'Est, de Blis-et-Born aux Farges, près de Montignac; puis elle s'infléchit vers le Sud par Jayac, Orliaguet et pénètre dans le Quercy jusqu'à Saint-Projet, à l'Est du Vigan; elle se replie vers le Nord-Ouest en direction de Gourdon, de Saint-Cybranet et de Saint-Cyprien, elle revient vers le Causse par Marmignac, Goujonac et Puy-l'Evêque et pousse une pointe au delà du Lot jusqu'aux Mauroux, elle passe par Fumel et disparaît sous les terrains tertiaires à l'Ouest de Monsempron (carte I, p. 4).

A l'Est et au Nord de cette zone bordière, elle nivelle les calcaires jurassiques du Causse et les terrains cristallins du Limousin dans des conditions que l'analyse de ses déformations permettra de préciser plus loin. Vers l'intérieur du Périgord elle s'enfonce sous les sédiments crétacés qui la fossilisent et l'on pourrait croire qu'il est impossible, comme pour la surface préliasique, de la suivre dans les profondeurs du Bassin Aquitain. Mais elle surgit de nouveau en quelques points, entre Mareuil et Sainte-Croix-de-Mareuil, à Chapdeuil et à Sauveterre-la-Lémance, où les terrains jurassiques crèvent la couverture crétacée. De plus, les ondulations du Turonien et du Sénonien sont suffisamment marquées pour donner une image exacte de ses dénivellations sous les terrains qui la recouvrent [147]. On peut, grâce à tous ces accidents géologiques, poursuivre l'étude des lois qui régissent la tectonique du Périgord et expliquer ainsi la répartition actuelle des divers éléments de l'écorce terrestre et le rôle de la surface d'érosion cénomaniénne dans le relief de la région.

2° LES DÉFORMATIONS DE DIRECTION SUD-ARMORICAINE
DANS LA PÉNÉPLAINE CÉNOMANIÉNNNE.

Les coupes géologiques et l'examen du terrain montrent la pénéplaine cénomaniénne déformée par une série d'ondulations orientées de l'Est-Sud-Est à l'Ouest-Nord-Ouest selon une direction semblable à celle qui affecte les formations sédimentaires et cristallines du Sud de la Bretagne; ces dénivellations sont assez amples pour faire réapparaître le Crétacé moyen et même le Jurassique supérieur au milieu des étages du Sénonien [142]. Malgré un parallélisme apparent, ces accidents sont soumis à tant

de sinuosités qu'il vaut mieux les décrire séparément avant de tenter de les grouper en un système bien ordonné. On leur laissera provisoirement les appellations de synclinaux et d'anticlinaux quoiqu'ils n'aient pas la continuité des plissements réguliers, mais la clarté de l'exposé y gagnera [147].

a) *Le synclinal de Champagnac-de-Bélair.*

Au Nord du Périgord, les premiers sédiments crétacés apparaissent sur les croupes qui séparent la Dronne de ses affluents; ce sont des grès cénomaniens qui recouvrent ainsi les hauteurs de Chadeuil, entre Saint-Front-la-Rivière et Milhac; de 210 mètres d'altitude, ils tombent à 120 mètres au hameau de Laumède, dans la vallée de la Dronne. Sur 6 kilomètres leur pente est de 90 mètres, soit 1,5 pour 100. Cette pente, inférieure de moitié à celle des sédiments du Lias sur le Cristallin entre Thiviers et Excideuil, à Nanthiat en particulier, montre déjà que la surface d'érosion cénomaniennne est moins bouleversée par les accidents tectoniques que la pénéplaine préliasique (fig. 3).

Vers Connezac, on peut encore apercevoir les strates crétacées posées en discordance sur le Jurassique et inclinées vers le Sud-Ouest; ici, leur pente est plus accentuée qu'à Saint-Front-la-Rivière, mais ne dépasse pas 2 pour 100 dans le vallon de Fontenilles. Les points les plus bas, atteints par la surface d'érosion cénomaniennne, se trouvent situés sur une ligne jalonnée par Champagnac-de-Bélair, Saint-Crépin-de-Richemont, Puyrénier et le Nord de Combiers; à Champagnac-de-Bélair elle disparaît sous une centaine de mètres de sédiments crétacés (fig. 7). Ainsi, à quelques kilomètres des plateaux cristallins du Limousin, elle est soumise à une première ondulation en forme de large synclinal, débutant par une très faible pente au Nord-Est, puis s'inclinant assez rapidement vers le Sud-Ouest pour se relever brusquement sur l'anticlinal de Mareuil-Brantôme. L'axe de cette dénivellation s'infléchit vers le Sud-Est en aval de Saint-Pierre-de-Cole et se perd autour de Négrondes (carte VII, p. 113).

b) *L'anticlinal de Mareuil-Brantôme.*

L'anticlinal de Mareuil-Brantôme ramène au jour la pénéplaine cénomaniennne près du village de Sainte-Croix-de-Mareuil où le Virgulien perce les strates crétacées sur une très petite surface de moins d'un kilomètre carré. L'accident est dissymétrique, la pente vers le Nord-Est est plus forte que vers le Sud-Ouest et cette dissymétrie fait sentir son influence tout le long de l'anticlinal qui suit la vallée de la Belle et passe au Sud de Saint-Crépin-de-Richemont et près du confluent de la Cole et de la Dronne à Brantôme. Là, son flanc septentrional, toujours très accusé, se faille de Condat-sur-Trincou à La Chapelle-Faucher. Au delà de la Cole, il s'infléchit sans doute vers le Sud-Est; peut-être faut-il voir dans la boutonnière de Rauracien, qui surgit au Sud de Négrondes, à travers le Ligérien, son prolongement vers le Causse périgourdin. En tout cas, à Vaunac et à Négrondes, comme autour de Saint-Front-la-Rivière, le Cénomanien est

très faiblement incliné vers le Sud-Ouest (fig. 3). Entre la station de Négrondes et le hameau de l'Angélie, sa pente varie entre 1 et 1,2 pour 100.

c) *L'anticlinal faillé de Thenon.*

A l'Est de la vallée de la Cole on peut hésiter sur l'orientation de l'anticlinal de Mareuil-Brantôme; peut-être se dirige-t-il vers Négrondes, peut-être, décroché vers le Sud, se révèle-t-il de nouveau à partir des Pilles, à 2 kilomètres à l'Est du village de Cornille. Quoi qu'il en soit, au delà de ce hameau on peut suivre vers l'Est-Sud-Est un nouvel accident de la pénéplaine cénomaniennne, c'est la faille de Thenon qui coupe la vallée de l'Isle à Laurière et celle de l'Auvézère au Change, passe au Nord de Limeyrat, d'Ajat et de Thenon, au Sud d'Azerat et de la Bachellerie et se prolonge vers Ladornac où elle délimite le Sud du horst liasique de Terrasson. En réalité, cette faille n'est que le flanc méridional d'un anticlinal dissymétrique dont l'axe passe à quelques centaines de mètres au Nord de la faille. Tandis qu'il s'incline lentement vers le Nord, il descend très rapidement vers le Sud-Ouest et se brise. Cette déformation de la surface d'érosion cénomaniennne peut être analysée avec précision entre les vallées de l'Isle et de l'Auvézère. Le Cénomanienn, à l'Ouest de Sarliac, est sensiblement horizontal. Vers le hameau des Chausses, il s'incline légèrement, puis à tout coup disparaît de la surface du sol et ne se montre plus vers le Sud-Ouest où il est caché sous 70 mètres de Coniacien et d'Angoumien. Ainsi, en quelques centaines de mètres, il subit une dénivellation de 150 mètres, soit une pente de 15 à 20 pour cent.

Au delà du Change, la dénivellation est toujours très forte; au Nord de Limeyrat, le Campanien vient buter contre le Bathonien et même, au Nord des Farges, dans le vallon de Laularie, le Provencien entre en contact avec le Rhétien, ce qui représente un effondrement de 400 à 500 mètres de la lèvre méridionale de la faille (carte VI). Passé ce point, cet accident n'intéresse plus la surface d'érosion cénomaniennne; il n'agit que sur le Jurassique et le Lias, l'érosion a complètement enlevé toute trace de Crétacé au-dessus du compartiment effondré et basculé de Coly et on ne peut plus prolonger la pénéplaine cénomaniennne jusqu'au horst liasique de Ladornac.

d) *La faille de Lacassagne.*

Par comparaison, on peut noter, au Sud de Farges, un nouveau décrochement des accidents qui bordent les sédiments crétacés au Nord-Est; un anticlinal se dessine sous les maisons du village; le Ligérien, qui est à 223 mètres au-dessus de Condat, passe sous la vallée de la Vézère à Aubas, ce qui représente une dénivellation de 150 mètres en 5 kilomètres, soit une pente de 3 pour 100. Mais là encore, cette pente n'est pas régulière; presque insensible sous les Farges, elle s'accroît sous la croupe du Cheylard. Vers Saint-Amand-de-Coly et Lacassagne, elle devient si vigoureuse que les sédiments s'étirent et se faillent. On ne peut reconstituer la pénéplaine cénomaniennne que dans les vallées de la Chironde et de ses affluents, au pied des hameaux de Lassagne et de la Reynie. Le Céno-

nien descend lentement vers le Sud-Ouest, de 180 mètres à 130 mètres en 2 kilomètres, d'abord avec une pente de 10 pour 100; mais cette pente s'atténue très vite pour n'être plus que de 1 pour 100 quand cet étage disparaît sous les alluvions de la vallée.

En résumé, de Mareuil à Jayac, la surface d'érosion cénomaniennne est bordée au Nord par le synclinal de Champagnac-de-Bélair, puis par trois anticlinaux aux flancs partiellement faillés, l'anticlinal de Mareuil, l'anticlinal de Thenon et enfin celui de Lacassagne. Décrochés vers le Sud les uns par rapport aux autres, et placés en coulisse, tous trois sont de même style; ils affectent l'allure de flexures aux pentes internes et externes très faibles, séparées par une pente intermédiaire très vigoureuse avec étirement et cassure des sédiments crétacés et de la surface d'érosion qu'ils recouvrent.

e) *Le synclinal de Valeuil-Bassillac, Saint-Léon-sur-Vézère-Carsac.*

Les trois anticlinaux de Mareuil, Thenon et Lacassagne sont bordés vers le Sud par une large ondulation en fond de bateau, assimilable à un synclinal. Cette vaste dépression affecte la surface cénomaniennne, fossilisée sous 200 à 400 mètres de sédiments crétacés, selon des directions assez variables, mais où l'orientation sud-armoricaine demeure prépondérante. Au Nord-Ouest, elle pénètre en Périgord près du village de Saint-Cybard et conserve une direction Est-Sud-Est jusqu'à Valeuil, sur la Dronne (carte VII). Là, se produit une déviation vers le Sud et l'on retrouve le synclinal sous Cornille et dans la vallée de l'Isle à Bassillac, puis vers Saint-Antoine-d'Auberoche et Fossemagne où il a repris une orientation sud-armoricaine. Un nouveau décrochage vers le Sud se produit encore et on ne retrouve la zone déprimée que vers Rouffignac, Saint-Léon-sur-Vézère et dans la région de Sarlat où elle s'étale sur de très vastes espaces. On la repère de nouveau sur les bords de la Dordogne à Carsac et elle continue à affecter les sédiments crétacés jusqu'aux limites du Quercy, vers Gourdon et Le Vigan.

Cette dépression synclinale fournit peu de précisions sur l'allure de la pénéplaine cénomaniennne dans le Nord-Ouest du Périgord. On peut supposer seulement que la surface d'érosion, assez fortement déprimée, est fossilisée sous 300 à 400 mètres de dépôts datant du Crétacé moyen et supérieur. Ses dénivellations s'étendent sur de si grandes surfaces que leur pente est nécessairement très faible. Ainsi, tout le long de la vallée de la Beauronne de Chancelade, qui traverse, du Nord-Est au Sud-Ouest, le synclinal de Valeuil-Bassillac, le Santonien se maintient presque horizontal; il ne se relève un peu qu'au Nord d'Agonac, sous l'influence de l'anticlinal de Brantôme et vers le village de Beauronne où il est affecté par l'anticlinal de Chancelade.

Vers le Sud-Est, au contraire, près du Quercy, le synclinal de Saint-Léon-sur-Vézère, Carsac, Gourdon joue le même rôle que celui de Champagnac-de-Bélair au Nord-Ouest du Périgord. Il justifie la répartition du Crétacé sur le Jurassique et dévoile les déformations de la surface cénomaniennne. Ainsi, autour du village d'Eyvignes, le Salmurien ou Ligérien

recouvre les croupes de Bonald et des Marthres où il est presque horizontal. Puis il s'incline vers le Sud-Ouest et, au hameau de la Bigaure, non loin de Prats-de-Carlux, il disparaît dans le fond des vallons. Il tombe ainsi de 270 mètres à 120 mètres, soit de 150 mètres en 6 kilomètres, ce qui représente une pente moyenne de 2,5 pour 100, très faible sur les sommets, plus vigoureuse dans les vallées (fig. 5).

Cette flexure, qui impose au Crétacé ses limites vers le Causse de Martel, se manifeste encore avec beaucoup de netteté à l'Est du village de Lamothe-Fénelon, dans le Lot, et autour du Vigan et de Payrac, en plein Quercy. Partout, comme dans la bordure septentrionale du Périgord, la surface d'érosion cénomaniennne se dégage selon une très faible pente du manteau des sédiments qui la fossilisent; mais vers le Sud-Ouest elle s'enfouit assez vite sous 100 à 200 mètres de dépôts crétacés.

f) *L'anticlinal de Chapdeuil, Chancelade, Saint-Cyprien.*

Presque parallèle au synclinal de Valeuil, Bassillac, Carsac, l'anticlinal de Chapdeuil, Chancelade, Saint-Cyprien sillonne le Périgord du Nord-Ouest au Sud-Est, en décrivant une série de sinuosités qui affectent en gros la direction sud-armoricaine. S'il apporte peu de précisions sur les déformations de la pénéplaine cénomaniennne, il joue un grand rôle dans la répartition des divers étages du Crétacé.

Il n'a qu'une faible influence sur les calcaires concianiens qui bordent la vallée de la Nizonne au Nord de Champagne, mais il fait surgir le Portlandien au milieu du Cénomanien entre Cercles, Chapdeuil et Saint-Just. La surface d'érosion cénomaniennne est comme boursoflée par une intumescence dont les pentes Nord et Sud sont dissymétriques (fig. 4). Vers le Sud, elles atteignent 6 pour 100, entre Chapdeuil et le Colombier; vers le Nord, elles restent inférieures à 2 pour 100 sous les hameaux de la Martaille et de Lignières. Au delà de Saint-Just, les déformations de la pénéplaine cénomaniennne ne se manifestent plus en surface que par la réapparition du Provencien dans les vallons de Bussac et dans la vallée de la Beauronne à Chancelade.

Il faut atteindre le vallon des Faures, au Nord-Est du Bugue, pour voir de nouveau apparaître, entre les sédiments ligériens et angoumiens, les marnes bleues du Virgulien. La dissymétrie constatée à Chapdeuil s'est accentuée; vers le Sud-Ouest la pente des strates calcaires atteint 4 à 8 pour 100, vers le Nord-Est elle n'est que de 2,5 pour 100. A quelques kilomètres vers le Sud-Est, c'est le Portlandien qui surgit dans le vallon de la Redonde; enfin, entre Saint-Cyprien et Mouzens, la déformation de la pénéplaine cénomaniennne se dévoile entièrement grâce à un anticlinal dissymétrique qui s'abaisse très lentement vers le Nord-Est avec des dénivellations de 10 à 20 mètres par kilomètre, tandis que vers le Sud-Ouest une faille fait tomber le Coniacien de 200 mètres par kilomètre (fig. 5). On peut envisager cet accident comme une flexure dont le flanc, orienté vers le centre du Bassin Aquitain, s'est tellement étiré qu'il s'est rompu [23]. L'ondulation, ainsi produite, prend de l'ampleur vers le Sud-Est; le Portlandien, que nivelle la surface d'érosion cénomaniennne,

s'élève à 200 mètres près de Saint-Cyprien, à 300 mètres vers Daglan; la largeur de la boutonnière passe de quelques centaines de mètres à 8 kilomètres et finalement s'épanouit dans les Causses du Quercy. La faille de Saint-Cyprien se suit aisément jusqu'à Marminiac; là, elle disparaît et la surface cénomaniennne s'incline sous Monteléra et Goujonnac selon une pente continue sans cassure. Entre Saint-Cybranet et La Chapelle-Péchaud, les sédiments crétacés sont sensiblement horizontaux, puis ils descendent très lentement vers Domme et Saint-Cyr-Madelon pour se raccorder avec le synclinal de Sarlat-Carsac (fig. 20).

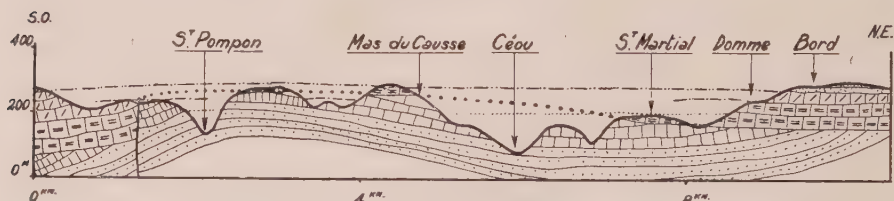


Fig. 20. — LES SURFACES CÉNOMANIENNE ET ÉCÈNE
DANS LA RÉGION DE SAINT-POMPON-DOMME.
(Replats préstampiens et mio-pliocènes.)

Ainsi se termine un des plus importants accidents de la pénéplaine cénomaniennne; c'est une vaste flexure dont la pente est orientée vers le Sud-Ouest : elle se divise en une série de dômes séparés par de larges ensellements. Sa direction n'est pas régulière; si dans le Nord-Ouest de la région, elle court de l'Ouest-Nord-Ouest à l'Est-Sud-Est, dans le centre et près du Quercy elle se dirige franchement vers le Sud-Est. Ces variations dans l'amplitude et la direction du mouvement paraissent dues à des accidents orthogonaux dont il sera question plus loin.

g) *Les accidents sud-armoricains de l'Ouest et du Sud-Ouest.*

Au Sud-Ouest de l'anticlinal de Chapdeuil-Saint-Cyprien d'autres dénivellations affectent la pénéplaine cénomaniennne; mais ils ne sont ni assez marqués ni assez continus pour qu'on puisse les suivre d'une extrémité à l'autre de la région (carte VII, p. 113).

Vers Villeteureix, la vallée de la Dronne coupe en oblique l'axe d'un synclinal où se sont accumulés les sédiments du Campanien; ce serait, d'après Ph. Glangeaud, le prolongement vers le Sud-Est du synclinal de Saintes [147]. On le suit difficilement entre la Dronne et l'Isle; il rencontre ce dernier cours d'eau vers Neuvic et se perd dans la région de Villamblard. Est-ce son prolongement qui dessine la vaste cuvette géologique de Sainte-Alvère où se sont conservées d'énormes masses de calcaires maestrichtiens? Il est difficile de l'assurer. Mais il est certain que cette dépression de Sainte-Alvère se continue vers Limeuil et Urval où le Campanien disparaît sous les alluvions de la Dordogne et c'est à son influence que l'on doit en partie l'avancée du Crétacé vers le Sud-Est, en plein Quercy.

A ces divers tronçons de synclinaux succèdent, vers le Sud-Ouest, des tronçons d'anticlinaux difficiles à raccorder les uns aux autres. Sur la bordure septentrionale de la Double une légère ondulation exhausse le Campanien vers Saint-Martin-de-Ribérac et Segonzac; c'est un accident de même style que celui de Chapdeuil; sa pente vers le Nord-Est est très faible, mais vers le Sud-Ouest il se termine par une vigoureuse flexure en bordure de la Double : le Maestrichtien, qui est à 200 mètres d'altitude près de Saint-Sulpice-de-Roumagnac, descend à moins de 100 mètres dans le vallon de Siorac; la pente atteint ici près de 5 pour 100.

Peut-être est-ce le même accident qui coupe la vallée de l'Isle près du hameau de Mauriac, entre Neuvic et Sourzac; mais il faut admettre alors un vigoureux décrochement vers le Sud de l'axe de l'anticlinal entre Saint-Sulpice-de-Roumagnac et Douzillac. Cette ondulation se continue vers le Sud-Est en direction de Saint-Félix et de Trémolat, sur la Dordogne, où elle fait reparaître, au milieu du Maestrichtien, les strates blanches du Campanien. Puis elle se perd au delà du Buisson, vers Paleyrat.

La flexure, qui limite la Double au Nord-Est et qui n'est que le flanc méridional de l'anticlinal de Segonzac, paraît donner naissance vers Issac à un synclinal que l'on suit de Montagnac-la-Crempe à Cadouin; il fait descendre vers le fond des vallées les sédiments du Maestrichtien et après Cadouin il se confond avec le synclinal de Sainte-Alvère pour dessiner la vaste cuvette géologique, où se sont conservés, jusqu'aux rives du Lot, les sédiments du Crétacé moyen.

Un dernier anticlinal prend naissance dans la vallée de la Crempe, près d'Issac; il soulève légèrement les strates du Maestrichtien sur les pentes de la vallée de la Dordogne, à Mouleydier; il fait surgir le Campanien dans les vallons de Beaumont et de Montferrand-du-Périgord et finalement se manifeste avec ampleur dans la boutonnière de Virgulien qui se dessine autour de Saint-Front, dans la vallée de la Lémance. La surface d'érosion cénomaniennne, qui reparait en ce point à l'air libre, affecte la forme d'un dôme aux pentes à peu près symétriques dans toutes les directions. Au centre, la pénéplaine affleure, à peu près horizontale, à 160 mètres environ d'altitude; elle s'incline vers le Nord-Est de 30 mètres en 5 kilomètres et vers le Sud-Ouest la pente est à peu près la même. Une dernière trace de cet anticlinal se retrouve en aval de Saint-Martin-de-Redon, dans la vallée de la Thèze, où pendant quelques centaines de mètres on voit reparaître le Virgulien sous le Ligérien (fig. 22).

Un petit synclinal révèle son influence vers Cuzorn et le hameau de Boussac, à mi-chemin de Saint-Martin-de-Redon et de Fumel. Il infléchit les strates du Coniacien et du Provencien qui descendent au niveau des alluvions des vallées. Peut-être se prolonge-t-il au delà du Lot et lui doit-on les deux minces plaques de Ligérien qui se sont conservées sur le Portlandien, au Nord des Mauroux, au-dessous des ruines de la Ville-d'Orgueil. Enfin, une dernière ondulation relève faiblement le Coniacien au Nord de Gavaudun et autour de Fumel, avant la flexure qui précipite vers le Sud-Ouest les sédiments du Jurassique et du Crétacé sous les terrains tertiaires de l'Agenais.

Ainsi se termine la série des déformations qui affectent la pénéplaine cénomaniennne selon une direction tantôt sud-armoricaine, tantôt franchement orientée du Nord-Ouest au Sud-Est. Du Périgord septentrional aux confins de l'Agenais on les suit à travers les strates crétacées, soit à la surface du sol quand elles font affleurer les terrains jurassiques, soit en profondeur où elles ne se manifestent que par des ondulations dans la partie supérieure des sédiments qui les recouvrent. On peut constater une légère atténuation dans leur ampleur à mesure que l'on se rapproche du centre du Bassin Aquitain. En tout cas, elles sont de moins en moins visibles et elles font plonger la pénéplaine cénomaniennne, au Sud de la ligne Bergerac-Fumel, sous des sédiments secondaires et tertiaires épais de plusieurs centaines de mètres.

Au delà de cette limite, il est difficile de suivre la surface d'érosion cénomaniennne; les sondages sont trop peu nombreux et l'intérêt de cette recherche ne compte guère dans l'analyse morphologique du Périgord. Toutefois les travaux, effectués au Verdon pour l'aménagement d'un port destiné aux paquebots ayant traversé l'Atlantique, ont permis de reconnaître les sédiments du Crétacé dans les grandes profondeurs du sol. Le Céno-manien se trouve à la cote —500 près de l'embouchure de la Gironde, sur la rive gauche, et il est surmonté de 430 mètres de sédiments crétacés [85, 118]. Si l'on remarque que sur la rive droite, à Royan, les étages supérieurs du Crétacé sont à + 40 mètres, la dénivellation atteint d'une rive à l'autre une centaine de mètres. Cet accident géologique correspond à la faille de la Gironde qui fait plonger les calcaires maestrichtiens sous les dépôts de l'estuaire et qui comprend, en réalité, une flexure fortement étirée et brisée, orientée du Sud-Est au Nord-Ouest. Il s'agit donc encore d'une déformation de direction sud-armoricaine affectant, sous d'énormes épaisseurs de sédiments, la plate-forme d'érosion céno-manienne; son style tectonique ne diffère pas de celui qui caractérise les autres déformations sud-armoricaines en Périgord.

3° LES DÉFORMATIONS VARISQUES DE LA PÉNÉPLAINE CÉNOMANIENNE.

Les anticlinaux et les synclinaux, orientés du Nord-Ouest au Sud-Est, ne sont pas les seuls accidents de la pénéplaine céno-manienne. On a déjà remarqué que leurs axes étaient soumis à une série d'ondulations telles qu'un anticlinal, comme celui de Chapdeuil-Saint-Cyprien, se divise en une succession de dômes et d'ensellements sous l'effet de déformations qu'il convient maintenant de mettre en valeur. Si on envisage les déformations qui affectent, autour d'un dôme, le fond des deux synclinaux qui l'encadrent, on constate qu'en face du dôme l'axe des synclinaux se relève également comme si une ondulation orthogonale venait couper les accidents sud-armoricains. Ainsi autour du dôme de Chapdeuil, les deux synclinaux qui l'encadrent, celui de Valeuil au Nord et celui de Saintes-Villetoireix au Sud, s'atténuent de part et d'autre du bombement jurassique, le premier vers Léguilhac-de-Cercles, le second entre Celles et Ribérac. Si on joint le dôme et les zones de relèvement des synclinaux par une ligne on matérialise sur le terrain la direction d'un accident

orienté vers le Nord-Est, apparenté aux accidents varisques déjà reconnus parmi les déformations de la pénéplaine préliasique. On parvient ainsi, de proche en proche, à relever, du Ribéracois au Sarladais, toute une suite d'anticlinaux et de synclinaux de direction varisque, moins nets que les accidents sud-armoricains, mais bien marqués en de nombreux points par les dénivellations des terrains crétacés.

a) *Anticlinal de Champagne-Varaignes.*

En premier lieu, au Nord-Ouest du Périgord, la boutonnière virgulienne de Sainte-Croix-de-Mareuil correspond à un anticlinal qui passe par Champagne et Varaignes (carte VII, p. 113). A Sainte-Croix sa pente occidentale atteint 6 pour 100, tandis que celle du Sud-Est ne dépasse pas 2 pour 100; cet anticlinal dissymétrique s'apparente ainsi à une flexure inclinée vers le Nord-Ouest. Il se prolonge en direction de Varaignes où il se confond avec l'accident de même orientation qui a fait surgir le Lias au milieu du Jurassique et peut-être se raccorde-t-il, en dernier lieu, à la flexure qui fait disparaître sous les granulites les granites du Nontronnais.

b) *L'anticlinal de Chapdeuil et le synclinal de Cherval.*

1. *L'anticlinal de Chapdeuil.* — Le dôme portlandien de Chapdeuil, comme celui de Sainte-Croix-de-Mareuil, traduit, dans la surface d'érosion cénomaniennne, un accident de direction varisque. On en relève les premières traces dans la région de Saint-Aulaye où il conjugue ses effets avec ceux de l'anticlinal de Segonzac; l'un et l'autre, en bordure de la Double septentrionale, soulèvent le Crétacé et déterminent la disparition par érosion du Maestrichtien à la surface du Campanien. Puis l'anticlinal de Saint-Aulaye se prolonge vers le Nord-Est, en direction de Chapdeuil où il contribue à créer le dôme de Portlandien qui surgit dans une auréole de Céomanien, entre Cercles et Saint-Just (fig. 4). Tandis que la pente du dôme est de 5 pour 100 vers le Sud-Est, elle n'est que de 3 pour 100 vers le Nord-Ouest, où affleurent de larges étendues de calcaires ligériens. Vers le Nord-Est, cette ondulation varisque fait sentir son influence autour de Saint-Crépin-de-Richemont jusqu'au Nord de Sceau-Saint-Angel où elle se raccorde sans doute avec le horst cristallin de Mermeix et peut-être avec la dénivellation des granites sous les granulites (carte III, p. 50). Ce serait ainsi un très ancien accident de l'ère primaire qui aurait rejoué à diverses reprises au cours de l'ère secondaire, déformant la surface d'érosion liasique, puis celle du Céomanien.

2. *Le synclinal de Cherval.* — Entre les deux anticlinaux varisques de Sainte-Croix-de-Mareuil et de Chapdeuil s'intercale, du Sud-Ouest au Nord-Est, un synclinal qui passe approximativement par Cherval, Vieux-Mareuil et Champeau dans la vallée de la Nizonne. Il se raccorde à la dépression de l'Age qui fait pénétrer de 2 kilomètres, dans les formations cristallines, les terrains du Jurassique et du Lias, jusqu'à la route de Nontron à Thiviers. Les déformations, causées par ce synclinal, n'atteignent qu'une très faible amplitude : une vingtaine de mètres dans la vallée de la Belle, sur une distance de 10 kilomètres.

c) *L'anticlinal de Saint-Astier-Chancelade et le synclinal de Mensignac-Saint-Pardoux.*

1° *L'anticlinal de Saint-Astier-Chancelade.* — Un troisième anticlinal traverse tout le Périgord du Sud-Ouest au Nord-Est, jalonné par une série de légers bombements qui laissent percer le Maestrichtien au milieu des dépôts tertiaires, près de Mussidan, et le Campanien au milieu du Maestrichtien, autour de Saint-Astier; il fait apparaître l'Angoumien sous le Provencien à Chancelade et le Provencien sous le Coniacien à l'Ouest de Ligeux. On retrouve son influence dans l'apparition du Rauracien à l'Ouest de Négrondes. Cet accident se prolonge sans doute vers Saint-Romain et les gneiss de Chalais, en se raccordant à une très ancienne dénivellation des terrains primitifs du Périgord septentrional.

2. *Le synclinal de Mensignac-Saint-Pardoux.* — L'anticlinal de Saint-Astier-Chancelade est doublé, sur son flanc Nord-Ouest, par un synclinal qui prend naissance dans la Double, vaste zone de subsidence tertiaire qui sera examinée plus loin; il passe par Saint-Aquilin, Mensignac, Puy-de-Fourche où se sont conservées des masses de Campanien; vers le Nord, il s'oriente du côté de Saint-Pardoux où le Cénomaniens est à moins de 1.500 mètres du Limousin et où pénètrent, dans les schistes cristallins, les terrains du Jurassique et du Lias, en face d'une dépression de la granulite où subsistent des schistes sériciteux. Ainsi, cet accident varisque, qui déforme la surface d'érosion cénomaniennne, se suit aisément à travers les dépôts tertiaires et secondaires et parmi les terrains cristallins du Périgord septentrional. Cette continuité, à travers des terrains d'âges si différents, révèle l'ancienneté et la persistance des mouvements tectoniques à travers toute la région périgourdine.

d) *L'anticlinal de Mouleydier-Cubjac et le synclinal de Villamblard-Négrondes.*

1. *L'anticlinal de Mouleydier-Cubjac.* — Cet accident est l'un des plus importants parmi tous ceux qui ont déformé la surface d'érosion cénomaniennne. Il prend naissance sur la Dordogne, près de Mouleydier; on le suit dans les vallées de la Louyre et du Caudeau où il soulève d'une soixantaine de mètres les sédiments campaniens. Au Nord-Est de Vergt, il s'accroît, faisant apparaître dans la vallée du Manoir le Santonien et le Coniacien. Vers le Change, il se dédouble; l'une de ses branches, par Sarliac, atteint la région de Cognac; l'autre fait sentir son influence au cœur même du Causse périgourdin, entre Tourtoirac et Excideuil et, sans doute, faut-il en voir le prolongement dans l'élargissement que subissent les granites porphyroïdiques de Preyssac au Nord de cette localité (carte IV, p. 68). Quoi qu'il en soit, c'est à ces deux branches conjuguées de l'anticlinal de Mouleydier-Vergt-Cubjac que l'on doit, avec la faille sud-armoricaine de Thenon, l'élargissement et l'avancée vers le Sud-Ouest du Jurassique en Périgord, en un mot la présence d'un petit causse entre Thivières, Excideuil, Thenon et le Change (carte I, p. 4).

Sous l'influence de cet accident, la pénélaine cénomaniennne, du

Change à Négrondes, est affectée d'une sensible dénivellation vers le Nord-Ouest; autour de Sorges elle atteint 160 mètres d'altitude et à quelques kilomètres vers l'Ouest, dans la vallée de la Beauronne, elle n'est plus qu'à 90 mètres d'altitude, enfouie sous 60 mètres de sédiments angoumiens et ligériens. Près du Change, elle est encore plus tourmentée puisqu'elle tombe, entre Bospicat et Sarliac, de 100 mètres en 1.500 mètres, soit une pente de 7,5 pour 100.

2. *Le synclinal de Villamblard-Négrondes.* — L'anticlinal de Mouleydier-Vergt-Cubjac est doublé, lui-aussi, sur son flanc Nord-Ouest, par un synclinal qui s'amorce dans le Landais, zone de subsidence comme la Double et se poursuit vers le Nord-Est par Villamblard, Trélissac, Cornille et Négrondes où l'on constate une nouvelle pointe du Cénomani en direction du Massif Central. Cette déformation de la pénéplaine cénomaniennne se raccorde probablement avec les accidents varisques de Thiviers où l'on voit le Lias supérieur s'effondrer au Nord-Ouest de Nantheuil dans les grès rhétiens et les schistes cristallins.

e) *Le synclinal de Saint-Alvère-Fossemagne
et l'anticlinal de Saint-Avit-Sénieur-Trémolat-Les Farges.*

De nouvelles ondulations, moins vigoureuses que les précédentes, prennent le Périgord en écharpe, des rives de la Dordogne à la bordure méridionale du Bassin de Brive. C'est d'abord un synclinal à très large courbure, qui fait déjà sentir son influence autour de Saint-Agne et de Saint-Capraise; il se prolonge vers Saint-Alvère, dans une vaste cuvette géologique où le Maestrichtien atteint plus de 100 mètres de puissance; il passe ensuite par Mortemart et Fossemagne jusqu'à la faille de Thenon où son influence se révèle, entre Ajat et Limeyrat, par le contact du Campanien et du Bathonien. Au delà de cet accident sud-armoricain, le synclinal varisque se raccorde, semble-t-il, avec la flexure qui fait plonger vers le Nord-Ouest la partie occidentale du Massif de Châtres et les terrains permians d'Hautefort (carte V, p. 73).

Sensiblement parallèle à cet accident négatif, l'anticlinal de Saint-Avit-Sénieur-Trémolat-Les Farges confond presque son axe avec le cours inférieur de la Vézère. Il fait surgir au fond de la vallée de la Couze le calcaire campanien entre Bayac et Bourniquel. Il agit sur les strates blanchâtres du Crétacé supérieur le long des rives de la Dordogne entre Mauzac et Trémolat. En coupant l'anticlinal de Saint-Cyprien, il contribue à ramener à l'air libre la surface d'érosion cénomaniennne dans le vallon des Faures. Le long de la vallée de la Vézère son influence se manifeste par un léger soulèvement du Coniacien. Au Nord-Est de Montignac, sur la butte des Farges, il incline un peu les calcaires angoumiens vers le Sud-Est tandis qu'il fait tomber vers le Nord-Ouest, en 2 kilomètres, les marnes coniaciennes de 260 mètres à 190 mètres, avec une pente de 3,5 pour 100. Enfin, il est bon de remarquer que le prolongement de cet anticlinal vers le Nord-Est coïncide avec une surrection du Houiller dans les grès rhétiens, au Nord des Farges, et avec la plus grande largeur du

massif cristallin de Châtres, horst ancien qui se trouve ainsi placé au carrefour de deux ondulations positives, l'une de direction sud-armoricaine, l'anticlinal faillé de Chassagnac-Cublac, l'autre de direction varisque, l'anticlinal de Saint-Avit-Sénieur-Trémolat-Les Farges (carte VII, p. 113).

f) *Le synclinal de Monpazier-Belvès-Archignac
et l'anticlinal de Gavaudun-Sauveterre-Daglan-Domme-Orliaguet.*

Au Sud-Est des boursoufflures du Crétacé qui jalonnent l'anticlinal de Saint-Avit-Sénieur aux Farges s'étend une zone confuse de subsidence où il est encore possible de déceler un synclinal de direction varisque. Ce synclinal débute à Monpazier, où les sédiments tertiaires s'avancent sur le Crétacé; vers le Nord, il a favorisé l'accumulation des meulières de la Bessède. Il affecte l'anticlinal de Saint-Cyprien, entre Cladech et la Chapelle-Péchaud, où l'Angoumien s'est conservé dans un ensellement, de part et d'autre duquel surgit la pénéplaine cénomaniennne, soit vers Cladech au Nord-Ouest où elle atteint 230 mètres, soit vers la Chapelle-Péchaud au Sud-Est où elle s'élève à 280 mètres (fig. 21). Au delà, ce synclinal coupe la Dordogne vers Beynac, puis s'épanouit dans la vaste

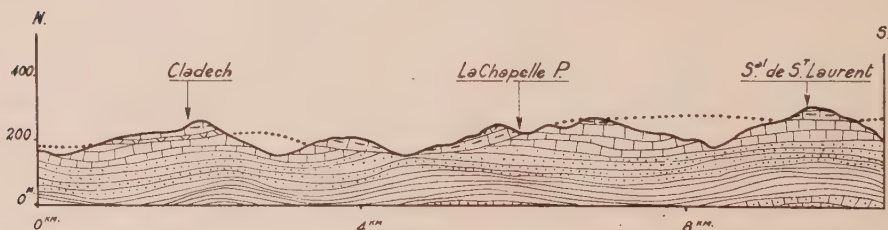


Fig. 21. — GAUCHISSEMENTS D'ORIENTATION VARISQUE DANS LA SURFACE CÉNOMANIEENNE ENTRE SAINT-CYPRIEN ET DAGLAN.

cuvette géologique de Sarlat où tous les sédiments du Crétacé moyen et supérieur sont représentés, du Céno-manien^e au Campanien. Enfin, il affecte encore la région d'Archignac, où le Coniacien s'avance vers le Causse jusqu'à Jayac, presque au contact du Rauracien. Au delà, cet accident varisque se retrouve dans la flexure qui fait disparaître sous le Juras-sique, à Chavagnac, le Lias du horst de Terrasson.

Ce synclinal est doublé vers le Sud-Est par l'anticlinal de Gavaudun-Sauveterre-Daglan et Domme. Le Coniacien surgit plus tôt qu'on ne s'y attendrait dans la vallée de la Lède, près de Gavaudun, et sur la Lémance, c'est le Virgulien qui crève l'enveloppe du Crétacé (fig. 22). Autour de Saint-Front et de Sauveterre la surface d'érosion céno-manienne s'incline vers le Nord-Ouest avec une pente de 5 pour 100. Vers le Sud-Est, la pente, plus faible, ne dépasse par 2 pour 100. De là, l'axe de l'anticlinal, ou plutôt la zone anticlinale, fait sentir son influence dans la région de Saint-Pompon et de Domme où le Virgulien et le Portlandien atteignent 280

mètres et s'abaissent très lentement vers le Nord-Ouest avec des pentes inégales de 0,5 à 1 pour 100, tandis qu'ils demeurent à peu près horizontaux vers le Sud-Est. Au contact du Causse de Martel, l'anticlinal manifeste sa présence par un recul du Crétacé vers le Sud-Ouest; autour d'Orliaguet, la surface d'érosion cénomaniennne, légèrement recouverte de Ligérien, est à peine inclinée vers le Nord-Ouest; toutefois, d'Eyvigues à Salignac, elle descend de 300 mètres à 200 mètres, en 5 kilomètres et demi, soit 2 pour 100 de pente. Vers le Sud-Est la pente est un peu plus forte et atteint 3,5 pour 100 entre Eyvigues et la Dordogne.

g) *Synclinal de Cuzorn et flexure de Puy-l'Evêque-Gourdon.*

Une série de dénivellations affectent encore la pénéplaine cénomaniennne à l'extrémité méridionale du Périgord et expliquent la répartition du Crétacé aux confins des Causses du Quercy. Vers Cuzorn, un léger affaissement atteint le Coniacien qui disparaît sous la Lémance pour se relever vers le Sud-Est en direction de la Thèze. Cette dénivellation se continue vers Loubejac, Saint-Etienne-des-Landes et Campagnac-les-Quercy où la surface d'érosion cénomaniennne est très faiblement relevée vers le Nord-Ouest et le Sud-Ouest, mais où le Portlandien est plus vigoureusement gauchi, puisque ses strates inférieures se trouvent à 100 mètres entre Bouzic et Daglan et à 200 au Sud de Campagnac-les-Quercy. La région comprise entre Domme et Gourdon appartient également à la même zone synclinale qui se termine entre Carlux et Cazoulès par une pointe du Crétacé en direction du Nord-Est.

Enfin, le Crétacé se relève vers le Sud-Est, avant de disparaître de la surface des Causses, le long de deux flexures qui se raccordent peut-être l'une à l'autre. La première, qui seule nous intéresse, passe par les Mauroux, Puy-l'Evêque et les Junies; le Ligérien et l'Angoumien, qui atteignent 210 mètres aux Mauroux et 250 aux Junies, ne sont plus qu'à 100 mètres dans la vallée de la Thèze, ce qui représente une pente de 2,5 pour 100 (fig. 22).

Peut-être cette flexure se continue-t-elle sur une échelle plus grande dans les sédiments du Jurassique où, vers Saint-Germain-les-Belles-Filles, on voit le Portlandien tomber de 330 mètres à 140 mètres en 8 kilomètres, avec une pente de 2,5 pour 100 également. En tout cas, elle reparait dans les déformations de la pénéplaine cénomaniennne, vers Gourdon, Le Vigan et Saint-Projet : le Turonien, qui atteint 360 mètres au Sud de Saint-Projet, est à moins de 120 mètres près de Peyrignac et disparaît sous le Sénonien.

CONCLUSION.

La pénéplaine cénomaniennne est donc affectée, comme la surface d'érosion préliasique, de deux séries d'ondulations de directions très différentes; les unes s'orientent vers l'Ouest-Nord-Ouest, elles sont de direction sud-armoricaine; les autres, orientées vers le Nord-Est, sont de direction varisque. Le Périgord est ainsi sillonné d'une série d'accidents sensiblement orthogonaux (carte VII), qui affectent en gros l'allure de syncli-

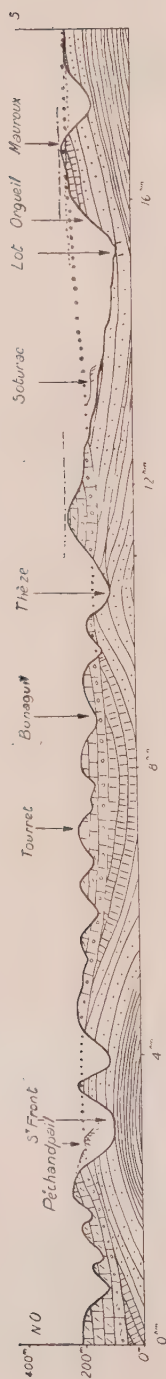


Fig. 22. — COUPE DE LA BOUTONNIÈRE DE SAINT-FRONT ET CONTACT DE LA SURFACE CÉNOMANIANNE ET DU CAUSSE.
(Replats tertiaires de part et d'autre de la vallée du Lot.)

naux et d'anticlinaux à grand rayon de courbure. Mais leurs axes sont loin d'être horizontaux ou régulièrement inclinés. Chaque croisement d'anticlinaux entraîne la formation d'une boursoufflure, d'un dôme ou tout au moins d'un brachyanticlinal dans les formations jurassiques et crétacées, et la surface d'érosion cénomaniennne en est soulevée de plusieurs dizaines, parfois de plusieurs centaines de mètres. A l'opposé, chaque croisement de synclinaux détermine une dépression, un affaissement dans les strates du Crétacé, une cuvette où se sont conservés les terrains crétacés les plus récents.

Ainsi le Périgord apparaît comme divisé en dômes et en cuvettes qui régissent la répartition des sédiments du Crétacé moyen et supérieur. Parmi les accidents positifs on peut citer les dômes de Mareuil, de Chapdeuil et de Sauveterre-la-Lémance où le Jurassique perce les strates du Turonien; les étages du Crétacé supérieur, portés à une trop haute altitude, ont été emportés par l'érosion et il ne reste plus que les étages inférieurs; parfois même la pénéplaine cénomaniennne est décapée et le Jurassique apparaît à l'air libre. Les avancées des calcaires et des marnes du Bajocien, du Bathonien ou du Portlandien vers le centre de la région, soit au Nord-Est dans le Causse périgourdin où le Rauracien parvient à moins de 12 kilomètres de Périgueux, soit au Sud-Est où le Portlandien dessine une pointe de 30 kilomètres de longueur en direction de Saint-Cyprien, appartiennent aussi à cette catégorie d'accidents géologiques. Les cuvettes, ou zones de subsidence, où se sont accumulés et conservés à l'abri de l'érosion les terrains du Coniacien, du Campanien ou du Maestrichtien, sont moins vastes dans le Nord-Ouest que dans le Sud-Est de la région; autour de Verteillac et de Cornille s'étendent de petits bassins où se sont conservés les sédiments du Crétacé supérieur, lambeaux de Maestrichtien et lourdes masses de Campanien. En revanche, les dépressions sédimentaires du Périgord méridional : cuvette maestrichtienne de Sainte-Alvère, bassin santorien et coniacien de Sarlat occupent de vastes régions entre la Dordogne, la Vézère et l'Isle. Enfin, ce sont deux aires synclinales qui expliquent les avancées du Crétacé vers le centre du Quercy, au delà de Gourdon et même du Lot. Comment se sont formées ces dénivellations orthogonales de la surface d'érosion cénomaniennne? A quel moment se sont-elles dessinées ou accentuées et pourquoi ont-elles la même direction que les déformations qui ont affecté la pénéplaine préliasique? Autant de problèmes que l'on peut résoudre par l'observation des divers faciès sédimentaires.

4° ORIGINE ET AGE DES DÉFORMATIONS DE LA PÉNÉPLAINE CÉNOMANIENNE.

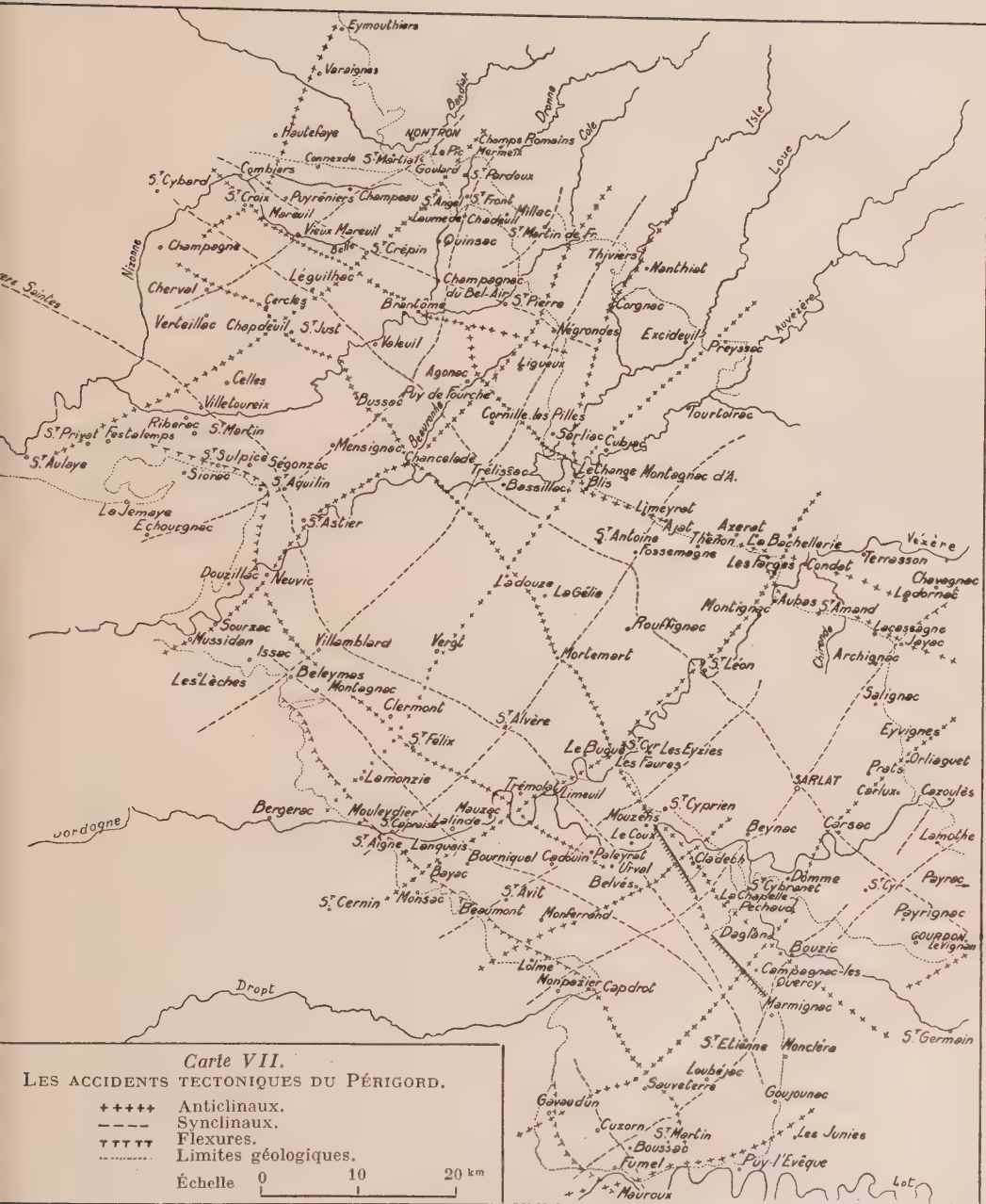
a) *L'hypothèse des plissements tertiaires.*

Les déformations qui ont affecté les pénéplaines stéphanienne et préliasique sont dues, comme on l'a constaté plus haut, à des poussées verticales agissant sur un substratum inégalement plastique : les grès per-

miens du Bassin de Brive coïncident avec une zone de subsidence; le Lias s'infléchit vers le Sud-Ouest, en bordure du Massif Central, le long d'une flexure de direction sud-armoricaine et déterminée par l'affaissement général du Bassin Aquitain. Mais en ce qui concerne les déformations de la pénéplaine cénomaniennne et des sédiments crétacés qui la fossilisent, on a préféré parfois en rechercher l'origine exclusivement dans des poussées latérales venues du Sud-Ouest au moment des plissements pyrénéens, à la fin du Secondaire et au début du Tertiaire. Ph. Glangeaud, dans un article magistral sur les plissements du Crétacé dans le Bassin Aquitain, s'est efforcé de démontrer que synclinaux et anticlinaux du Jurassique et du Crétacé moyen et supérieur coïncidaient et s'étaient produits longtemps après la mise en place des sédiments [147].

Les faits ne confirment pas une semblable hypothèse. S'il y avait eu réellement poussée latérale vers le Nord-Est, les plis du Crétacé, au lieu d'être de faibles ondulations, largement écartées les unes des autres, prendraient l'allure ordinaire des plis de couverture; ils se grouperaient en une série de rides parallèles et serrées. Ces rides seraient sans doute dissymétriques, mais elles s'inclineraient plus vigoureusement du côté du Limousin qui servait d'avant-pays que vers les plaines du Bassin Aquitain; or, dans la plupart des cas, c'est le contraire qui se produit; presque tous les accidents importants de la surface d'érosion cénomaniennne, s'ils sont de direction sud-armoricaine, ont l'allure de flexures à forte pente vers le Sud-Ouest, et cette pente se résout parfois en faille par étirement des strates vers la zone d'affaissement (fig. 20). On peut également constater que sur des dizaines de kilomètres les sédiments crétacés n'ont pas été déformés; le long des rives de la Vézère, entre les Eyzies et Montignac, et de part et d'autre de la Dordogne, entre Saint-Cyprien et Calviac, c'est à peine si l'on peut discerner de très faibles dénivellations; des ondulations de 15 à 20 kilomètres d'envergure ont des flèches de quelques mètres seulement. Dans ces conditions peut-on invoquer l'influence de compressions latérales venues des Pyrénées à travers le Bassin Aquitain?

D'ailleurs, une seule poussée ne permettrait pas d'expliquer l'ensemble des déformations puisque les unes sont de direction sud-armoricaine et d'autres d'orientation varisque. Il y aurait eu au moins deux pressions orthogonales, l'une provenant du Sud ou du Sud-Ouest et l'autre du Sud-Est; ainsi s'expliquerait le réseau des ondulations qui s'entrecroisent à travers le Périgord et font surgir çà et là des dômes de sédiments jurassiques (carte VII, p. 113). Seulement les boursoufflures de la pénéplaine cénomaniennne sont très espacées; de vastes étendues les séparent où se sont accumulés, en demeurant horizontaux, les dépôts du Coniacien et du Maestrichtien. De sorte qu'il est plus rationnel de voir dans les accidents de la couverture crétacée en Périgord une série de zones de subsidence et de résistance où ont joué des poussées verticales plutôt que des plissements par pression tangentielle. L'examen des faciès sédimentaires confirme cette hypothèse.



b) *Les phénomènes de subsidence durant le Crétacé.*

Si les dépôts crétacés avaient été plissés postérieurement à leur mise en place, ils présenteraient, à condition qu'ils n'aient subi aucune déformation au moment où ils s'accumulaient sur la pénéplaine cénomanienne, une épaisseur de valeur constante. Or, leur puissance varie selon la nature des accidents tectoniques. Près du Causse périgourdin, du dôme jurassique de Chapdeuil ou des formations cristallines du Limousin, l'épaisseur totale des étages crétacés s'amenuise à moins de 150 mètres. Dans le vallon de la Redonde, près du Bugue, où le Portlandien apparaît à travers le Turonien, les divers étages, fortement inclinés, du Céno-manien au Maestrichtien, s'accumulent sur une pente de colline qui offre une dénivellation de moins de 140 mètres (fig. 23). En revanche, dans la cuvette

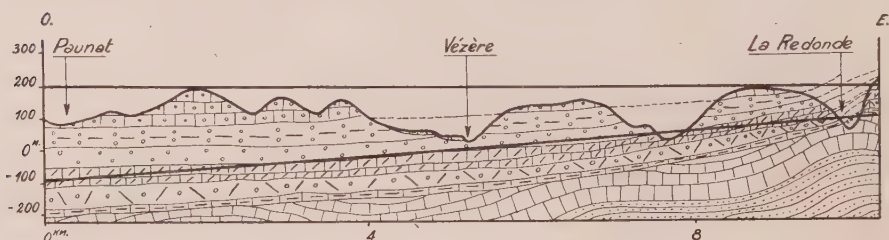


Fig. 23. — COUPE DE PAUNAT A LA REDONDE,

indiquant : 1° entre les deux lignes rouges, la subsidence au cours du Crétacé ;
2° au contact du Ligérien et du Portlandien, la déformation totale de la surface d'érosion céno-manienne.

maestrichtienne de Sainte-Alvère, l'épaisseur totale du Crétacé dépasse 450 mètres et chaque étage contribue pour sa part à cet accroissement de puissance. Le Céno-manien, qui n'est épais que de 2 mètres en bordure du Jurassique, vers Sorges et Saint-Front-la-Rivière, atteint 12 à 15 mètres dans le synclinal varisque de la Malvie, près de Cladech, au Sud de Saint-Cyprien. Le Ligérien, autour de Cercles et de Mareuil, dans le Nord-Ouest du Périgord, passe de 10 mètres sur le dôme portlandien, à 15 mètres dans la zone synclinale située au Sud-Est de Mareuil. L'Angoumien a 15 mètres d'épaisseur à Saint-Just et 25 mètres à Quinsac. Un horizon dolomitique du Coniacien, qui donne dans tout le Sarladais, des corniches et des chicots, ne détermine autour du dôme de Chapdeuil, dans une zone de résistance, que des escarpements de quelques mètres. Ce même horizon qui, dans la cuvette synclinale de Sarlat, atteint plus de 30 mètres, se réduit à une dizaine de mètres au-dessus de Saint-Just.

Ces variations de puissance dans les strates du Crétacé n'entraînent pas de variations dans les faciès. Quelle que soit l'épaisseur du Céno-manien, il est partout composé de plusieurs horizons où alternent les grès, les argiles, les lumachelles, les lignites pyriteuses et des brèches à écailles de poissons. Il repose sur des calcaires jurassiques percés de trous de pholades ; quand il s'est formé, la mer ou les lagunes céno-maniennes étaient

peu profondes et les rivages tout proches. De même l'Angoumien est souvent détritique; les marnes arénacées alternent avec les calcaires gréseux; les calcaires lithographiques contiennent même des lentilles de lignite. Le Santonien est souvent formé de grès à ciment calcaire; il se décompose en sables quartzeux contenant des minéraux rares : tourmaline, zircon, rutile, etc... Le Campanien et le Maestrichtien sont riches en Rudistes, Polypiers, lentilles de calcaires coralligènes et formations récifales; autant de preuves à l'appui de la constatation déjà signalée à propos des surfaces d'érosion préliasique et stéphanienne que les mers, qui ont recouvert le Périgord de la fin de l'ère primaire à la fin de l'ère secondaire, étaient peu profondes et que leurs rivages ne devaient pas s'étendre bien au delà des limites actuelles de leurs sédiments.

Sans doute, en s'éloignant de la bordure orientale du Crétacé vers le centre du Bassin Aquitain, les terrains du Turonien et du Campanien prennent des faciès de mer plus profonde, les calcaires sont moins gréseux et les marnes plus riches en carbonate de chaux. Au Nord-Ouest, le Coniacien est moins arénacé que dans le Sud-Est où il est formé de grains de quartz aux angles à peine émoussés et liés par un ciment calcaire. Mais, quoi qu'il en soit de ces variations de faciès, les sédiments crétacés offrent de faibles épaisseurs près des zones de résistance (bordure jurassique de l'Est et pourtour des dômes portlandiens ou virguliens), tandis qu'ils accroissent leur puissance dans les cuvettes ou bassins de Sarlat, de Saint-Alvère ou de Verteillac. Ainsi, le Santonien inférieur peut varier de 12 à 50 mètres et le Santonien supérieur de 30 à 70 [142].

Dans ces conditions, étant donnée l'homogénéité des terrains crétacés sous des épaisseurs variables, il faut admettre au moment de la sédimentation de lents mouvements d'affaissements en certains points et des centres de stabilité relative où le substratum jurassique résistait à la poussée verticale développée par la pression de l'eau et des matériaux tombés au fond de la mer. Les zones d'affaissement coïncident avec les cuvettes synclinales de Sarlat, de Sainte-Alvère ou de Verteillac où le Crétacé s'est accumulé sur plusieurs centaines de mètres, tandis que les centres de stabilité se situent sur les dômes ou brachyanticlinaux de Chapdeuil, de Saint-Cyprien et de Sauveterre et sur la bordure orientale et septentrionale du Crétacé où le Turonien et le Sénonien ont moins de 200 mètres d'épaisseur. La pénéplaine cénomaniennne s'est donc déformée au moment même où elle se recouvrait d'un manteau de grès, d'argile et de calcaire turoniens et sénoniens; les accidents qui la sillonnent du Sud-Ouest au Nord-Est et du Sud-Est au Nord-Ouest datent en conséquence du Crétacé moyen et supérieur.

c) *Les déformations postérieures au Crétacé.*

On peut toutefois se demander si l'ampleur de ces accidents ne s'est pas accentuée depuis la fin de la sédimentation. On résout ce problème en calculant la pente des dénivellations à la fin du Crétacé et en comparant cette pente à la pente actuelle. Ainsi, près du Bugue, entre le vallon de la Redonde où l'épaisseur totale du Crétacé atteint 150 mètres et le centre de la cuvette maestrichtienne de Sainte-Alvère où elle peut

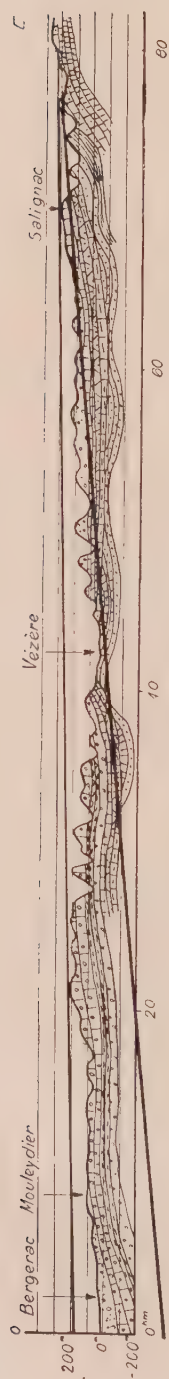


Fig. 24. — COUPE DE BERGERAC A SALIGNAC.

(Le trait fort du bas représente la pente générale du Crétacé moyen; le trait fort du haut représente la pente générale du relief actuel.)

être estimée à 450 mètres, la pente primitive de la surface cénomaniennne après le dépôt des sédiments maestrichtiens était de 300 mètres pour 15 kilomètres, soit 1,5 pour 100. Actuellement, dans la même direction, l'inclinaison du Campanien atteint autour du Bugue 2 pour 100; ce pendage s'est donc très légèrement accru depuis la fin de l'ère secondaire (fig. 23). Vers le Sud-Ouest, la dénivellation du Campanien inférieur est de 200 mètres entre le Signal de Saint-Georges au Nord du Coux et la vallée de la Dordogne, sur une distance de 5.000 mètres; la pente atteint ici 4 pour 100, plus du double de la pente primitive, déterminée par les phénomènes de subsidence durant le Crétacé moyen et supérieur. Le même calcul, s'il pouvait être appliqué aux dépôts les plus récents du Crétacé, enlevés par l'érosion, les montrerait inclinés eux aussi vers le Sud-Ouest ou le Nord-Ouest (fig. 24). Or, au moment de leur accumulation, leur niveau supérieur était, sous les eaux de la mer, presque horizontal. S'il est aujourd'hui gauchi, c'est qu'il a subi des mouvements d'ensemble postérieurs à la mise en place des strates. Bref, la pénéplaine précrétacée comporte des déformations postérieures à l'ère secondaire; ses cuvettes et ses dômes se sont accentués après la fin des dépôts maestrichtiens. Plus loin, nous verrons comment ces déformations supplémentaires ont pu se produire. Il n'en reste pas moins certain que les premières ondulations qui ont affecté la surface d'érosion cénomaniennne datent de sa fossilisation.

d) *La répartition des déformations de la pénéplaine cénomaniennne.*

On peut pénétrer maintenant plus avant dans la solution des divers problèmes que posent les accidents varisques et sud-armoricains à travers le Périgord et se demander en particulier pourquoi ils sont répartis selon un quadrillage vaguement orthogonal. Cette disposition n'est pas uniquement limitée à la pénéplaine cénomaniennne; les surfaces d'érosion préliasique et stéphanienne sont également affectées d'accidents de même style, et on a vu, plus haut, que la plupart des ondulations de direction varisque, qui traversent en écharpe la région périgourdine, se raccordent à des ondulations de même orientation dans la bordure limousine, entre le Nontronnais et le Bassin de Brive (cartes III, VI et VII). Cette disposition assez curieuse, qui divise le Périgord en dômes et en bassins, en retombées périclinales autour de boursoufflures de l'écorce terrestre, apparaît ainsi comme la loi essentielle de la tectonique périgourdine. Quelle en est l'origine et comment l'expliquer? Telles sont les questions qui restent à résoudre et pour lesquelles il n'est encore permis que d'avancer quelques hypothèses en conformité avec les faits observés.

C'est, semble-t-il, dans le substratum hercynien qu'il faut rechercher l'origine des accidents tectoniques du Périgord (carte III, p. 50). Les énormes masses de gneiss et de schistes cristallins, qui s'étendent actuellement au Nord d'Excideuil et de Thiviers, représentent des accumulations de sédiments dont l'épaisseur est estimée par les géologues à 15 ou 16 kilomètres pour les seuls terrains métamorphiques compris entre Payzac et le Bassin de Brive [197]. Avant de subir l'influence du métamorphisme, ces dépôts primitifs se sont comportés comme les calcaires et les marnes des

Alpes et des Pyrénées; les géosynclinaux, où ils s'accumulaient, ont subi des pressions latérales et les strates se sont plissées, se sont incurvées, ont même jailli par-dessus les blocs granitiques comme les nappes de charriage des Alpes septentrionales et c'est dans cet état qu'elles ont été métamorphosées; de sorte qu'on peut lire encore, dans leurs feuillets noircis, l'histoire des mouvements tectoniques qui les ont bouleversées [228].

Ces mouvements proviennent, semble-t-il, de deux poussées d'origine différente. L'une d'elles, venue du Sud-Ouest, a provoqué des plissements orientés du Sud-Est au Nord-Ouest; les arkoses de Thiviers et les phyllades d'Excideuil reflètent par leur allure actuelle l'influence de cette poussée latérale. L'autre, en provenance du Sud-Est, se traduit par l'orientation Nord-Est-Sud-Ouest des leptynites et des gneiss de Saint-Paul-la-Roche et de Saint-Jory-de-Chalais et dans la disposition des bandes de micaschistes insérés dans les granulites de Champs-Romains et de Saint-Saud (carte III). Il y avait ainsi, dès le Silurien et, peut-être, dès le Cambrien, interférence entre deux séries d'accidents tectoniques, les uns de direction sud-armoricaine, les autres de direction varisque, et leur dessin réglait déjà la répartition des terrains primitifs dans le Nord du Périgord. Le métamorphisme a joué dans ces dépôts sédimentaires d'une manière inégale; il a modifié plus vigoureusement les sédiments les plus profonds, altérant beaucoup moins les sédiments de surface. L'érosion a mis en valeur ces différences de structure; au fond des anticlinaux, les roches granitiques sont apparues, dessinant les massifs de Nontron et de Sanas-Montchabrol, dans les synclinaux se sont conservés des schistes cristallins à peine différents des schistes ordinaires.

Cette répartition des terrains primitifs correspond à des différences dans le comportement de l'écorce terrestre à l'égard des poussées verticales. Les zones les plus altérées, racines d'anticlinaux où surgissent les granites et les granulites, correspondent aux môles de résistance du bâti limousin, comme si le métamorphisme les avait durcies et consolidées. En revanche, les zones d'arkoses et de phyllades, dans le fond des synclinaux, correspondent à des points faibles du substratum où ont joué les phénomènes de subsidence. Dans le Périgord septentrional, on peut donc reconnaître une répartition très ancienne de dômes et de cuvettes, d'anticlinaux et de synclinaux, succession de horsts et de fossés qui ont joué au cours des premières époques de l'ère primaire. Qu'ils se soient consolidés par la suite, aussi bien les uns que les autres, peu importe : il suffit de constater cette disposition primitive pour en tirer des conclusions en ce qui concerne la pénélaine cénomaniennne.

Celle-ci, en effet, repose, par l'intermédiaire des sédiments de l'ère secondaire et peut-être de l'ère primaire, sur un substratum hercynien, prolongement vers le Sud-Ouest des formations cristallines du Limousin. Dans ce substratum ont dû jouer les mêmes poussées latérales que dans la région de Lanouaille et de Jumilhac; synclinaux et anticlinaux s'y entrecroisaient, créant des zones de subsidence et des zones de résistance semblables aux fondations en radier d'un immense édifice. Si la consolidation y est moins poussée qu'au Nord-Est, si failles et flexures ont continué à y jouer au cours de l'ère secondaire, comme elles ont joué

durant l'ère primaire sous le Bassin de Brive, on comprend comment se sont dessinés à travers la surface d'érosion cénomaniennne les accidents qui affectent actuellement les strates crétacées du Périgord. Les affaissements lents des sédiments turoniens et sénoniens se sont produits dans les aires synclinales où se croisaient deux ondulations négatives; les dômes et les brachyanticlinaux se sont maintenus au-dessus des anciens anticlinaux hercyniens plus rigides que leur pourtour dès l'ère secondaire. Et le dessin d'ensemble de toutes ces déformations de la pénéplaine cénomaniennne a reflété celui que donnent aux dépôts d'un géosynclinal deux poussées latérales orthogonales : un entrecroisement d'ondulations d'ampleur très inégale où les ensembles succèdent aux bombements périclinaux, où les cuvettes synclinales s'opposent aux brachyanticlinaux.

Cette explication concilie les deux théories des poussées verticales et des poussées latérales, des plissements et des cassures. G. Mouret avait surtout mis l'accent sur les déplacements verticaux à propos du Bassin de Brive [196]. Ph. Glangeaud, tout en considérant le Limousin comme un horst, admettait des rides par poussées latérales dans le Crétacé [147]. En réalité, il y a eu d'abord, dès l'ère primaire, dans les sédiments cambriens et siluriens, des plissements d'orientation sud-armoricaine ou varisque. Puis, ces premiers accidents tectoniques ont continué à jouer, mais avec de moins en moins d'ampleur, sous les diverses surfaces d'érosion qui ont successivement nivelé la région périgourdine, au Stéphanien, au Trias et au Céno-manien. C'est dans la pénéplaine céno-manienne que leur influence, à cause de la netteté et de l'étendue des ondulations, apparaît avec le plus de clarté et permet de donner une image précise des déformations qui ont affecté les sédiments du Crétacé en Périgord (carte VII).

e) *Les mouvements épéirogéniques.*

Ces multiples accidents n'excluent pas des mouvements d'ensemble d'une ampleur beaucoup plus considérable, soulèvements ou affaissements qui ont affecté tout le Massif Central et sa bordure sédimentaire. Ce sont de tels mouvements épéirogéniques qui expliquent les reprises d'érosion à la fin de l'ère primaire, au Jurassique inférieur et au début du Crétacé. En particulier, comme on l'a vu plus haut, c'est un soulèvement général des formations cristallines du Limousin et des sédiments jurassiques qui les recouvraient qui a dû provoquer l'éloignement de la mer au Crétacé inférieur; la vigoureuse érosion, qui s'en est suivie, a déterminé, à la surface du Lias et du Jurassique, une pénéplaine que les dépôts du Céno-manien sont venus recouvrir au moment où un léger affaissement du socle continental a permis une nouvelle transgression marine. Ces vastes mouvements d'ensemble s'expliquent sans doute par des poussées latérales exercées sur un socle rigide, qui casse plutôt qu'il ne plie, qui subit tout au plus des plissements de très grande envergure, se mesurant d'un anticlinal à l'autre par des dizaines et des centaines de kilomètres. Le soulèvement post-jurassique provenait peut-être du Sud ou du Sud-Ouest et préludait à la formation de la chaîne pyrénéenne qui ne devait couper en deux le bassin ibéro-aquitain qu'à la fin de l'ère secondaire. Une dimi-

nution de tension dans cette poussée latérale au milieu de l'époque crétacée a pu favoriser la transgression cénomaniennne, ralentir l'érosion subaérienne sur le Massif Central sans la supprimer totalement et entraîner la sédimentation de la surface d'érosion récente qui tranchait les strates légèrement plissées du Jurassique. De tels mouvements se reproduiront au Tertiaire, accentueront les déformations de la pénéplaine cénomaniennne et favoriseront de nouvelles reprises d'érosion et de nouvelles transgressions.

f) *Les plissements locaux.*

Enfin, déformations et phénomènes de subsidence locaux ne sont pas incompatibles avec des plissements de faible envergure. On a pu déjà en constater la présence dans le Jurassique, soit près de Brouchaud, dans la vallée du Blême (photo VI), soit dans les tranchées de la voie ferrée de Souillac à Cahors. Le Crétacé n'est pas, lui non plus, dépourvu d'accidents de ce genre, surtout près des branchyanticlinaux de Saint-Cyprien et des flexures faillées du Change et de Thenon. Mais ces accidents, très restreints, ne procèdent que très indirectement de l'architecture générale de la région. Dans la plupart des cas, ils paraissent dus à des glissements très localisés, à des poussées latérales provenant de pressions verticales, celles-ci s'exerçant sur des sédiments plastiques reposant sur un socle rigide et légèrement incliné. Auprès des pentes vigoureuses des dômes de Chapdeuil et de Cladech se sont produits des arrachements et des glissements de lentilles calcaires à l'intérieur de dépôts marneux peu résistants. Mais tous ces accidents n'ont qu'une faible étendue; ils frappent l'œil, évoquent des mouvements plus grandioses; il ne faut pas leur attribuer une trop grande importance, ce ne sont que des plissottements et de minuscules failles qui, dans le Crétacé comme dans le Jurassique, ne présentent ni continuité, ni envergure, et ne traduisent pas, au flanc des vallées et des escarpements, les déformations internes de la pénéplaine cénomaniennne.

5° INFLUENCE DE LA PÉNÉPLAINE CÉNOMANIENNE SUR LE RELIEF ACTUEL.

L'érosion tertiaire et quaternaire ayant enlevé sur de vastes étendues de grandes épaisseurs de sédiments crétacés, on peut se demander si, par suite de différences de résistance au ruissellement et à la décomposition chimique, des portions de la surface cénomaniennne n'ont pas été décapées et ne jouent pas de nouveau un certain rôle dans le relief actuel du Périgord. Sans doute la différence entre les calcaires jurassiques et crétacés est-elle moins grande que celle qui existe entre les terrains du Lias et les formations cristallines sur lesquelles ils reposent. Néanmoins, les calcaires jurassiques, plus homogènes, plus perméables et plus purs que ceux du Crétacé, où abondent les lits argileux, marneux et gréseux, résistent mieux aux forces destructives et peuvent se maintenir plus longtemps sous forme de plateaux et de replats. En particulier, tandis que les dia-

clases du Crétacé sont très souvent obstruées par d'abondants résidus de décalcification, celles des calcaires jurassiques, plus larges, dans une roche plus pauvre en argile, laissent facilement s'écouler les eaux atmosphériques et retardent ainsi la décomposition chimique. On peut donc s'attendre à trouver en bordure du Cénomanien et du Ligérien, qui reposent directement sur le Jurassique, des fragments exhumés de la pénéplaine cénomanienne. La présence de quelques minces plaques de Crétacé subsistant à sa surface, ou bien des croupes tangentés au plan de cette pénéplaine prolongée vers l'Est ou vers le Nord-Est, permettent de délimiter les reliefs cycliques précretacés, d'abord en Périgord et ensuite dans les régions du pourtour.

a) *A l'intérieur du Périgord crétacé.*

A l'intérieur des limites extrêmes des sédiments crétacés, la pénéplaine cénomanienne n'apparaît qu'en de rares points à travers la couverture des dépôts qui l'ont fossilisée. A Sainte-Croix-de-Mareuil, où surgit le Virgulien, il ne reste aucune trace importante d'une surface d'érosion exhumée; un vallon a défoncé le dôme jurassique et emporté tout ce qui aurait pu, au contact du Cénomanien et du Virgulien, rappeler les traces d'un ancien relief cyclique. Les calcaires sublithographiques du Portlandien à Chapdeuil ont mieux résisté à l'érosion tertiaire et quaternaire; des lambeaux de Cénomanien les recouvrent encore partiellement près des hameaux des Granges, de Fougères et des Champs; de sorte que la croupe, qui sépare l'Euche de Saint-Just et la Ruche de Chapdeuil, peut être entièrement attribuée à la surface d'érosion cénomanienne (fig. 4). Le fond de la vallée de la Ruche, au Sud-Ouest, et les replats de la Bernerie et de Lignères, au Nord-Est, appartiennent également au même relief cyclique; lui appartiennent encore les pentes méridionales du dôme entre Francoiseau et les Champs. Seule la vallée de l'Euche, sur le versant septentrional de la boursouflure jurassique, a démantelé une partie de la pénéplaine exhumée. Cette surface d'érosion a donc la forme d'une croupe à double pente, le sommet atteint 150 mètres, le versant Sud descend à 50 mètres en moins d'un kilomètre; le versant Nord est très peu incliné, à peine une dizaine de mètres sur 800 mètres, et il est défoncé par une vallée parallèle à l'axe principal du dôme portlandien.

Dans le Périgord méridional, le Virgulien reparait dans le dôme de Saint-Front-Sauveterre-la-Lémançe; le brachyanticlinal, qui soulève en ce point la surface d'érosion cénomanienne, a été démantelé par la vallée de la Lémançe; il n'en subsiste que quelques fragments sous forme de replats près des hameaux de Péchandpail et de la Bresque, à 150 mètres environ d'altitude absolue (fig. 22). La faible différence de structure entre les calcaires sublithographiques du Ligérien et les calcaires marneux du Virgulien ne crée pas de conditions favorables au maintien, sur une grande surface, de la pénéplaine fossile exhumée.

b) *Sur le pourtour du Périgord crétacé.*

Autour de la bordure septentrionale et méridionale des sédiments crétacés, la surface d'érosion cénomaniennne exhumée joue un rôle important dans le relief (carte VIII, p. 193). Ainsi, entre Saint-Front-la-Rivière et Milhac, la croupe de Chadeuil, où se sont conservées quelques minces plaques de Cénomanienn, lui appartient presque en entier. C'est un mouvement de terrain faiblement entamé par les vallons qui descendent vers les vallées de la Dronne et du Trincou; il atteint 200 à 210 mètres d'altitude; il se relève lentement vers le Nord-Est et il est très légèrement incurvé de l'Ouest à l'Est.

De Négrondes à la vallée de l'Isle, la surface d'érosion cénomaniennne, qui passe par Sorges et les hameaux de la Ribeyrie et du Cheyron, sort de sous les sédiments crétacés à une altitude de 160 à 180 mètres avec une faible pente qui s'élève lentement vers le Nord-Est. Si on prolonge cette pente, on constate qu'elle est tangente à deux croupes voisines (fig. 3 et 11). La première s'étend du Pic, près de Vaunac, à Buzadelle, au Nord de Sarliac; son altitude de 200 mètres au Nord et de 180 mètres au Sud permet d'attribuer son sommet à la surface prolongée vers l'Est de la pénéplaine cénomaniennne. La seconde croupe est située à l'Est du vallon de Savignac-les-Eglises, c'est la croupe du Maine et d'Ogre qui s'élève à 220 mètres; la pente qui nivelle les deux sommets est de 1,5 pour 100; c'est à peu de chose près la pente qui entraîne les dépôts de l'Angoumien de 160 mètres, vers Sorges, à 90 mètres plus à l'Ouest, dans la vallée de la Beauronne. Ainsi donc, du haut d'un belvédère comme celui du Clapier, au Sud de Sorges, on peut voir la surface d'érosion cénomaniennne, débarrassée de sa couverture sédimentaire, s'élever lentement vers l'Est, des sommets des coteaux de la Jarrige à ceux qui couronnent la croupe des hameaux d'Ogre et du Bost. Au delà, elle dépasse en altitude, jusqu'au Limousin, les collines les plus élevées.

Vers le Causse de Martel, du village de Paulin à la vallée de la Dordogne, la pénéplaine cénomaniennne intervient de nouveau dans le relief actuel. Au Nord de Borrezé, les croupes de Valeilles et de Mercurol, situées entre 300 et 330 mètres d'altitude, et les chicots de Rauracien qui s'élèvent, autour du hameau de la Salamonie, à 340 et 350 mètres, sont tangents au prolongement de la surface cénomaniennne. Celle-ci sort de sous l'Angoumien, vers les hameaux de Pleinefage et de Liné, avec une altitude de 270 mètres et une pente de 2,5 pour 100, égale à celle que l'on obtient en mesurant l'inclinaison du plan qui passe par cette altitude de 270 mètres et le sommet des croupes de Valeilles et de la Salamonie.

Au Sud de la Dordogne, la croupe de Grézelade, près de Lanzac, est également un fragment de la surface d'érosion cénomaniennne, qui s'incline ici vers le Sud-Ouest et disparaît sous le Ligérienn des collines de Mas del Bos et des Espioles. De même, les hauteurs de Payrac, de Reilhaguet, de Saint-Projet et de Souillaguet, dans le Quercy, appartiennent au même relief cyclique. Les sommets des coteaux qui descendent de Saint-Projet et de Souillaguet vers la vallée du Bleu, affluent du

Céou, peuvent être considérés comme de minces bandes de la vieille pénéplaine, encore respectée par l'érosion actuelle. On a pu y relever en de nombreux points de minces placages de Turonien sur le Virgulien.

Dans la pointe de Jurassique, qui s'avance de Daglan et de Saint-Pompon vers Saint-Cyprien, beaucoup de replats et de croupes sont encore mal débarrassés du Crétacé qui a protégé la pénéplaine cénomaniennne. Aussi les plateaux du Mas du Causse et de Sabadel, au Nord de Saint-Pompon, peuvent-ils être attribués à une surface d'érosion qui prend ici la forme d'un dos de terrain avec une forte pente vers le Sud-Ouest et une pente plus douce vers le Nord-Est (fig. 20 et 21). A Saint-Martial-de-Nabirat et à Léobard, au Nord de la vallée du Céou, vers 230 à 240 mètres d'altitude, la pente prolongée de la pénéplaine cénomaniennne nivelle encore une série de hauteurs qui se profilent en lignes fuyantes vers l'horizon.

Enfin, jusqu'au Sud du Lot, on trouve les traces de ce relief cyclique récemment exhumé. Le plateau portlandien des Mauroux porte encore deux minces fragments de Ligérien qui révèlent la présence de la pénéplaine cénomaniennne (fig. 22). On la voit sortir de sous l'Angoumien au Nord de Soturac où elle nivelle, sur les versants de la vallée du Lot, une série de replats vers 150 mètres d'altitude. De là, avec une pente de 2 pour 100 environ, elle passe exactement à la surface des sommets qui dominent les ruines d'Orgueil.

Ainsi, de la région de Nontron aux confins du Quercy, on retrouve, en bordure des terrains crétacés, de nombreux fragments exhumés de la surface d'érosion fossilisée par les sédiments cénomaniens. Sans doute n'entrent-ils que pour une part minime dans le relief actuel, mais leur influence n'est pas négligeable et ils montrent, mieux que les faibles portions des pénéplaines préliasique et stéphanienne remises à jour, comment se comporte la pénéplaine cénomaniennne en bordure des dénivellations qui la font disparaître sous le Crétacé. Elle ne s'incline pas régulièrement vers le Sud-Ouest et l'Ouest; elle subit plutôt, en gros, une triple déformation; sous les sédiments crétacés, elle est presque horizontale; près de leur limite orientale et septentrionale, elle se relève rapidement avec des pentes qui peuvent atteindre 5 et 6 pour 100; puis elle redevient sensiblement horizontale, avec une pente inférieure à 1 pour 100. De sorte que si on la prolonge vers le Nord et vers l'Est, elle ne s'élève au-dessus des plateaux du Limousin et du Quercy qu'à une faible hauteur de l'ordre d'une centaine de mètres. Elle effleure ainsi des sommets qui se rattachent par conséquent au cycle d'érosion pré-cénomanienn et qu'il est possible d'identifier.

c) *La pénéplaine cénomaniennne dans le Quercy,
dans le Ségala et dans le Limousin.*

1. *Sur les Causses du Quercy* la pénéplaine cénomaniennne n'a guère laissé de traces, sauf la mince bordure que l'on a délimitée entre Borrèze au Nord de la Dordogne et les Mauroux au Sud du Lot. Vers l'Est, malgré

leur altitude de 400 à 420 mètres, les hauteurs de Labastide-Murat ne peuvent pas lui être attribuées; la pente générale du relief actuel vers l'Ouest n'est que de 0,5 pour 100, tandis que celle de la pénéplaine, autour de Payrac et de Saint-Projet, atteint 1,5 pour 100. Au delà de Labastide-Murat, les croupes tendent à s'affaïsser légèrement en direction du Limargue et du Massif Central. Vers Théminettes, elles ne dépassent guère 350 mètres. Aussi la surface prolongée de la pénéplaine cénomaniennne passe-t-elle bien au-dessus du Causse, on peut estimer qu'elle atteint 500 mètres d'altitude au-dessus de Labastide-Murat et 600 au-dessus de Théminettes.

2. *Sur le Ségala.* — Au delà du Limargue, de La Chapelle-Marival et de Beaulieu, le relief se relève rapidement sur les micaschistes et les gneiss. Vers La Tronquière et Sousceyrac, il dépasse 600 mètres et atteint même 700 mètres. A cette altitude on peut retrouver le prolongement de la surface d'érosion cénomaniennne. En effet, M. Meynier, dans l'étude morphologique qu'il a consacrée à cette région [191], a mis en lumière un relief cyclique entre 700 et 750 mètres, situé au-dessous de la surface post-hercynienne du Levézou et au-dessus d'une plate-forme d'érosion éogène. A cause de cette situation, il l'appelle le niveau intermédiaire de Valence d'Albigeois. Il apparente ce relief cyclique aux plateaux de la Haute-Xaintrie, au Sud de la Corrèze, plateaux qui se tiennent entre 650 et 700 mètres. Il croit pouvoir le dater, sans plus de précision, de la fin du Crétacé, car il le situe entre le Jurassique nivelé dans le détroit géologique de Rodez et l'Eocène qui a donné dans le Sud-Ouest et l'Ouest du Massif Central une pénéplaine que l'on décrira plus loin. Mais cette date, attribuée par M. Meynier au niveau d'érosion de 700-750 mètres dans le Ségala, demeure assez vague. On peut, semble-t-il, la préciser en attribuant le relief cyclique des plateaux de la Haute-Xaintrie et de La Tronquière à la pénéplaine cénomaniennne; rien ne s'y oppose, ni les déformations de cette pénéplaine, ni la disposition des reliefs cycliques du Ségala où les surfaces d'érosion post-hercynienne et éocène laissent entre elles des replats nombreux et d'un âge intermédiaire entre la fin du Jurassique et le début du Tertiaire. La surface d'érosion cénomaniennne se serait donc étendue sans solution de continuité du Périgord oriental aux plateaux du Ségala qu'elle nivellerait vers 700 à 750 mètres d'altitude absolue et elle aboutirait finalement dans la vallée du Lot à une rupture de pente vers 860 mètres dans les gorges de Sainte-Hélène. Là, se ferait encore sentir la vague d'érosion déclenchée après le Portlandien par le retrait des mers jurassiques. Sur la Truyère, la rupture de pente du Malzieu, à 857 mètres, doit être également attribuée à la même origine.

3. *Dans le Limousin.* — Vers le Nord-Est, au pied des plateaux cristallins de Lanouaille et de Jumilhac, on peut faire les mêmes constatations que sur les confins des Causses et du Ségala. La pénéplaine cénomaniennne se dégage des sédiments crétacés avec une pente de 1 pour 100 près de Saint-Pardoux-la-Rivière et de 2 pour 100 au Nord de Sorges. Cette pente s'atténue légèrement sur les croupes voisines qui en sont, comme on l'a vu plus haut, des fragments exhumés. Mais l'inclinaison générale du relief

n'est que de 0,4 pour 100, de sorte que le prolongement de la surface d'érosion passe au-dessus des sédiments du Jurassique et du Lias et n'effleure plus les terrains cristallins du Périgord septentrional.

Toutefois, au Nord du département de la Dordogne, dans la région qui s'étend entre Firbeix et Chalus, s'élèvent plusieurs croupes boisées ou couvertes de landes et qui dépassent sensiblement les plateaux du pourtour. On les distingue très nettement au-dessus de la ligne d'horizon, posées comme des reliefs postiches sur la surface nivelée des granites et des gneiss, quand on embrasse du regard le panorama qui s'étend au Nord de Thiviers et de Lanouaille. Ce sont, sans conteste, des reliefs résiduels, débris d'une surface d'érosion démantelée sur un plateau qui se tient entre 380 et 400 mètres. Ils atteignent 500 et 550 mètres : Puyconnieux a 496 mètres (photo I). Courbefy, 554 mètres, et la forêt de Lastours, 546. Plus au Nord, par-delà Limoges, l'altitude des monts d'Ambazac et de Blond varie entre 580 et 650 mètres. Vers l'Est, entre Eymoutiers et Tulle, la plupart des sommets atteignent la même hauteur et se raccordent à des plateaux d'une altitude moyenne de 640 mètres, entre la Corrèze et la Luzège [212]. Ce sont ces plateaux qui viennent buter contre la Montagne limousine qui les domine de 200 mètres. Ils y pénètrent par de larges ouvertures, sortes de vallées mûres qui se tiennent entre 650 et 740 mètres. La Vézère, qui draine l'une de ces vallées, subit une rupture de pente à 780 mètres d'altitude, en amont de Bugeat. De part et d'autre de cette rupture de pente, se détachent des replats que l'on suit vers l'aval. Au pied de Treignac, ils sont à 630 mètres et ils s'étalent sur les plateaux du voisinage. De même, dans les vallées de la Corrèze et de la Dadalouze, près de Saint-Yrieix-le-Déjalat, se produisent d'autres ruptures de pente, à 700-750 mètres; c'est l'amorce de replats qui se raccordent vers l'aval avec les plateaux qui entourent Treignac et Egleton. Ces accidents du relief paraissent dus à un cycle d'érosion incomplet, à un épicycle qui aurait partiellement démantelé et rajeuni la Montagne limousine. Enfin, autour de Bort-les-Orgues, sur la Dordogne, et de la Roquebrou, sur la Cère, de larges horizons s'étalent autour de 600 mètres et se raccordent, avec deux ruptures de pente dans les vallées, l'une sur la Dordogne, à 730 mètres en aval de Saint-Sauve, l'autre sur la Cère, à 670 mètres auprès de Vic-sur-Cère (fig. 31 et 46).

Dans l'étude qu'il a consacrée au Limousin, M. Perpillou, après avoir analysé ce relief cyclique, le date du Cénomanién [212]; pour cela il s'appuie sur les concordances d'altitude que l'on vient de relever entre les plateaux, les sommets des reliefs résiduels de l'Ouest, les vallées mûres de la Montagne, et les ruptures de pente le long de la Vézère et de la Corrèze. Il envisage, en outre, la situation de ce niveau d'érosion entre les croupes les plus élevées de la Montagne limousine qu'il attribue à une pénéplaine préliasique ou pétriasique et la plate-forme éocène qui nivelle les bas-plateaux d'Uzerche et de Saint-Yrieix. En dernière analyse, il constate que dans la couverture sédimentaire, au pourtour du Limousin, n'existe qu'une période d'érosion subaérienne entre la formation de la pénéplaine préliasique et les niveaux d'érosion tertiaires; cette période, se situant entre le Jurassique supérieur et le Crétacé moyen, a dû donner

naissance aux plateaux élevés d'Egletons et de Treignac, et la surface qui les nivelait serait le prolongement de celle qui surgit, entre le Nontronnais et le Quercy, des dépôts cénomaniens. M. Perpillou date donc du Cénomaniens les niveaux d'érosion situés sur le Limousin vers 650 mètres d'altitude. Dans ces conditions, on peut les considérer comme des fragments de la plate-forme d'érosion cénomaniennne dont on a analysé plus haut les déformations en Périgord.

Enfin, si l'on considère que, par les Champs de Brach, à l'Est de Tulle, entre la Corrèze et la Montagne, et par les plateaux de la Haute-Xaintrie, entre la Maronne et la Dordogne, la surface d'érosion cénomaniennne du Haut-Limousin se raccorde avec les plateaux du Ségala que M. Meynier attribue à un cycle d'érosion post-sénonien et que l'on peut, comme on l'a vu plus haut, attribuer plutôt au Cénomaniens, on doit conclure à la présence, sur tout le pourtour occidental du Massif Central, d'une pénéplaine datant du Crétacé moyen. Elle s'est conservée sur les roches cristallines du Limousin et du Ségala; elle subsiste, fossilisée et déformée, sous les sédiments du Crétacé en Périgord et probablement dans tout le Bassin Aquitain; mais elle a été exhumée, démantelée et détruite en majeure partie dans la large zone qui sépare le Périgord septentrional et oriental des hauts plateaux qui épaulent la Montagne limousine au Nord et le Lévezou au Sud.

Si l'on insère cette pénéplaine, dans la classification des surfaces d'érosion périgourdines, avec l'indice A 3, on constate qu'elle est un élément du cycle I que M. Demangeon avait déterminé en gros dans la Montagne limousine, qu'elle correspond également au cycle I que M. Baulig a décrit à travers le Massif Central et raccordé à de nombreuses ruptures de pente le long des cours d'eau de la région. Elle se relie à la surface infra-crétacée Ib de M. Perpillou, et au « niveau intermédiaire » entre la plate-forme du Lévezou et la plate-forme du Ségala, niveau que M. Meynier date du post-sénonien (tableau I, p. 190).

CONCLUSION GÉNÉRALE SUR LA PÉNÉPLAINE CÉNOMANIENNE.

En Périgord, la pénéplaine cénomaniennne permet de préciser et de compléter les données de la pénéplaine préliasique sur la tectonique de la région; son étendue, la précision avec laquelle l'ont étudiée les géologues et la variété des dépôts qui la recouvrent éclairent d'importants problèmes morphologiques.

1° Ses *déformations, de direction sud-armoricaine ou varisque*, créent, à l'intérieur du Périgord, une marqueterie de dômes et de cuvettes, de zones de subsidence et de résistance, de horsts et de fossés qui expliquent la répartition des sédiments crétacés à la surface du Périgord.

2° Les *accidents qui ont affecté la pénéplaine cénomaniennne* sont plus accentués au Sud-Est qu'au Nord-Ouest; les rejets de failles s'atténuent du Quercy à l'Angoumois, les dénivellations sont moins vigoureuses dans les zones de subsidence du Ribéracois que dans celles du Sarladais. Ces variations dans l'ampleur des phénomènes tectoniques paraissent liées

à des déplacements des zones de résistance dans le substratum jurassique et hercynien. Tandis que les mers du Bathonien et du Bajocien s'étaient avancées jusqu'au pied du Ségala, celles du Crétacé n'ont guère dépassé les rives du Lot, vers le Sud, et la région de Gourdon et de Souillac, vers l'Est : la nature des sédiments turoniens et sénoniens prouve nettement la proximité des rivages. Il y a donc eu recul des transgressions marines au Sud-Est. Par contre, vers le Nord-Ouest, où les mers jurassiques avaient largement empiété sur le Limousin, cachant sous leurs dépôts le Trias et le Permo-Carboniférien, les mers crétacées se sont avancées presque aussi loin que celles du Lias et l'on peut admettre que le Cénomaniens est venu recouvrir des formations cristallines. De sorte que, si les zones de résistance ont progressé au Sud-Est, si la rigidité de l'écorce terrestre s'est étendue vers le centre du Bassin Aquitain, barrant la route du Massif Central à la transgression crétacée, les zones de subsidence sont demeurées, au Nord-Ouest, aussi étendues à la fin du Crétacé qu'au début du Jurassique.

3° *Les déformations de la pénéplaine cénomaniennne* sont en partie contemporaines de la mise en place des sédiments crétacés. Si elles se sont accentuées pendant l'ère tertiaire, elles ont pris naissance sous les dépôts qui fossilisaient la plate-forme d'érosion du Crétacé moyen. L'analyse des faciès et les variations de la puissance des strates gréseuses et calcaires du Sénonien et du Turonien montrent que ces accidents proviennent de poussées verticales et non latérales. Mais il est probable qu'ils ont tout simplement fait rejouer des accidents tectoniques très anciens, d'origine hercynienne.

4° *Dans le relief actuel du Périgord*, comme la pénéplaine préliasique, la pénéplaine cénomaniennne joue un certain rôle. Elle se dégage des sédiments qui la fossilisent sous forme d'une flexure dont la pente va en s'atténuant vers le Nord et l'Est de sorte qu'en bordure des dépôts crétacés de nombreux replats et des fragments de plateau sur les calcaires jurassiques du Quercy peuvent lui être attribués. Au delà, après une large zone où l'érosion tertiaire et quaternaire a profondément entamé les Causses et le Limousin, ne laissant subsister que quelques hauteurs autour de Chalus et au Nord de Limoges, cette plate-forme d'origine cyclique se raccorde avec les plateaux qui nivellent le Ségala, vers 650 mètres, qui butent contre la Montagne limousine et l'entourent d'une frange de croupes dont l'altitude moyenne est d'environ 640 mètres.

Ainsi la plate-forme d'érosion cénomaniennne permet de préciser les lois qui régissent la tectonique périgourdine, d'expliquer de nombreux éléments du relief local et de donner une vue d'ensemble sur l'évolution cyclique du Massif Central occidental et du Bassin Aquitain septentrional.

CHAPITRE IV

LES NIVEAUX D'ÉROSION TERTIAIRES

§ I. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX

1° LES PREUVES DE LEUR EXISTENCE.

Depuis la fin du Crétacé supérieur, le Périgord n'a plus été soumis aux transgressions marines; les influences de l'érosion subaérienne ont seules joué à sa surface et leurs traces n'ont pas disparu du relief actuel. Elles ont déterminé à plusieurs reprises des pénéplaines ou des débuts de pénéplaine, qui appartiennent à des cycles d'érosion complets et à des épicycles que l'on peut mettre en évidence à l'aide d'une analyse géologique et morphologique des formes actuelles du terrain et des dépôts qui les recouvrent.

a) *La disposition des sédiments crétacés* permet de souligner l'existence en Périgord de surfaces ou de niveaux d'érosion tertiaires qui se distinguent très nettement des surfaces structurales et des débris exhumés des pénéplaines du Secondaire et du Primaire. Ainsi les strates du Crétacé moyen, Cénomanien ou Ligérien, se trouvent à une altitude de 300 mètres autour de Salignac, tandis qu'à Mouleydier, près de Bergerac, un sondage ne les a atteintes qu'à la profondeur de — 350 mètres [41], ce qui représente une dénivellation de 650 mètres sur une distance de 70 kilomètres, soit une pente de 10 mètres par kilomètre, ou de 1 pour 100 environ, de l'Est vers l'Ouest. Mais, sur la même distance, l'altitude générale du relief actuel ne s'abaisse que de 300 à 200 mètres, soit une pente très faible de 0,12 pour 100. Ainsi, la surface, que l'on obtient en joignant par un plan les sommets les plus élevés des collines périgourdines, recoupe sous un angle faible, mais cependant très net, les strates du Crétacé à mesure qu'elles affleurent à la surface du sol. Il n'y a donc pas accord entre le relief et la structure; la discordance entre la pente générale de la région vers le Sud-Ouest et celle des couches géologiques est une première preuve de l'existence des niveaux d'érosion tertiaires (fig. 24).

b) *Les accidents tectoniques* n'ont qu'une influence très limitée sur les dénivellations actuelles du terrain. Les failles, les flexures et les

diverses ondulations analysées dans les chapitres précédents et qui modifient vigoureusement l'allure des strates sédimentaires et des terrains cristallins, ne se traduisent dans le dessin des collines et des plateaux périgourds que par des détails de médiocre importance. Anticlinaux, synclinaux, plis faillés, masses cristallines bouleversées du Périgord septentrional sont également nivelés selon des plans relativement réguliers qui recourent, sans en être déformés, les accidents tectoniques de la région. En particulier, dans la région d'Excideuil, entre la Loue et l'Auvézère, on passe des terrains primitifs de Lanouaille sur les calcaires jurassiques de Saint-Raphaël sans pouvoir déceler une notable dénivellation (fig. 3). De même, les collines, qui accidentent le dôme portlandien de Chapdeuil, ont leur sommet presque au même niveau (fig. 4).

c) *Des dépôts continentaux* [238] témoignent également de l'existence des niveaux d'érosion tertiaires. Les argiles versicolores du sidérolithique [151], les sables du Périgord [42] et les graviers pliocènes [114] recouvrent indifféremment le Jurassique et le Crétacé et nivellent les accidents tectoniques. En bordure du Limousin méridional, autour de Saint-Martin-de-Fressengeas, les graviers et les galets de l'Oligocène s'étendent sur une surface qui recoupe à la fois les gneiss, les schistes sériciteux, les grès et les calcaires du Lias. Dans le Sarladais, au Nord-Ouest de Saint-Cyprien, les sables ferrugineux du Sidérolithique masquent la faille du vallon de la Redonde; Campanien et Virgulien, mis en contact, sont également cachés sous les dépôts tertiaires. On pourrait multiplier les exemples; on aboutirait toujours à la même conclusion : au cours de l'ère tertiaire, sur les sédiments secondaires et les schistes cristallins, nivelés par l'érosion sub-aérienne en un vaste *piedmont* du Massif Central, se sont accumulées des masses de sables, de graviers et d'argile qui ont fossilisé les reliefs cycliques récemment formés.

Les dépôts tertiaires témoignent également de longues périodes de dénudation; ils proviennent parfois des roches sous-jacentes décomposées, ou bien ils ravinent les calcaires et les grès secondaires et dénotent, partout où ils subsistent, l'influence de puissantes forces érosives : dissolution, altération, lessivage ou ruissellement. Ils restent ainsi comme les témoins irrécusables des épicycles qui ont mordu dans les terrains sédimentaires et les roches cristallines de la région.

d) *L'étude morphologique et l'examen du paysage* confirment les données de la géologie et de la tectonique. Du haut d'un belvédère, particulièrement près des vallées, on voit se dessiner vers l'horizon les lignes fuyantes des sommets réduits à la même altitude, tandis que s'inscrivent, en contre-bas des hauteurs et sur les flancs des vallées, des couloirs d'érosion et des replats que l'œil raccorde aisément et que les coupes du terrain, à l'aide de cartes en courbes de niveau, mettent en évidence.

2° LEUR ROLE DANS LE RELIEF ACTUEL.

Comme on l'a vu précédemment, les pénéplaines secondaires et primaires n'ont guère laissé de traces dans le relief actuel du Périgord; on

ne peut leur attribuer que des pentes de collines, des surfaces déformées en bordure de la zone où, par suite du décapage provoqué par l'érosion récente, elles réapparaissent à l'air libre. Il ne s'agit, dans les régions de contact du Crétacé et du Jurassique, du Lias et des terrains cristallins, que d'une topographie réduite, mise en valeur par l'érosion différentielle quand la pénéplaine fossilisée est plus résistante que les dépôts qui la recouvrent.

En revanche, les niveaux d'érosion tertiaires jouent un très grand rôle dans le relief actuel du Périgord : des confins du Bordelais à ceux du Limousin, et du Quercy aux Charentes, on relève leurs traces, soit sur les sommets aplanis des collines, soit sur les ressauts qui interrompent les pentes le long des versants des vallées, soit sous les dépôts qui les maintiennent encore à l'abri des agents de destruction. Dans l'intervalle des grandes vallées, qui relèvent de l'érosion pliocène et quaternaire, les croupes et les vallons, les plateaux et les dos de terrain appartiennent, presque en entier, aux épicycles tertiaires. L'intérieur du Périgord leur doit la plus grande partie de ses accidents topographiques et la monotonie de ses paysages morphologiques.

3° LES DIVERSES SURFACES D'ÉROSION TERTIAIRES.

L'étude du relief des régions voisines du Périgord ne permet pas toujours de déterminer exactement le nombre des surfaces d'érosion qui ont tendu à transformer en pénéplaine, au cours de l'ère tertiaire, les confins du Massif Central et du Bassin Aquitain. On admet d'ordinaire, avec M. Baulig, l'existence d'un niveau éogène, isolé au début du Tertiaire [34], les autres niveaux sont attribués au Miocène ou au Pliocène. En réalité, le niveau éogène comprend deux surfaces d'érosion distinctes, que permettent de séparer des différences considérables de faciès entre les argiles sidérolithiques et les sables du Périgord. Le modelé du relief périgourdin a été fort complexe au cours de l'Eocène et de l'Oligocène, longue période sans transgression marine, et il convient d'en déterminer avec précision les diverses manifestations à l'aide des dépôts résiduels demeurés à la surface des reliefs cycliques.

Ainsi la carte géologique au 1/80.000^e et l'examen du terrain permettent de distinguer en Périgord trois sortes de dépôts tertiaires, le sidérolithique, les sables dits du Périgord et les graviers quartzeux du Pliocène. Ils ne sont pas toujours indiqués avec netteté sur les documents dont dispose le géographe. Toutefois, il est possible de les voir côte à côte ou superposés sur le terrain dans la région de Chantérac et de Saint-Germain-du-Salembre, en bordure de la Double. En montant de Saint-Vincent à Chantérac, dans le vallon de la Borie, on aperçoit, au contact du Maestrichtien, des terrains rougeâtres qui ressemblent à des argiles de décalcification (fig. 25). On peut y reconnaître du sidérolithique, formation éluviale, comme on le verra plus loin, constituée aux dépens des roches sous-jacentes. Au-dessus, près du hameau de Boutard, on trouve des sables et des argiles blanchâtres, disposés en lits entrecroisés comme dans les formations deltaïques, ce sont les sables du Périgord, d'origine alluviale,

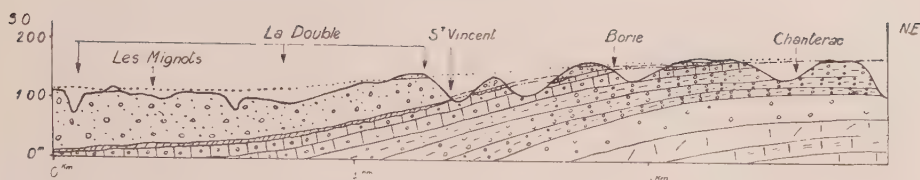


Fig. 25. — COUPE DES MIGNOTS ET DE SAINT-VINCENT A CHANTÉRAC, indiquant les gauchissements respectifs des trois surfaces d'érosion tertiaires et la flexure du Crétacé sous les terrains oligocènes.

transportés de loin à la surface des calcaires secondaires. Enfin, au Nord de Saint-Vincent, et sur la route de Segonzac à Saint-Germain-du-Salembre, on rencontre des galets aux arêtes à peine émoussées, sans trace de rubéfaction, au milieu des graviers et des sables quartzeux; la carte géologique les date du Pliocène. Ces trois dépôts, postérieurs aux sédiments crétacés qu'ils recouvrent, se superposent les uns aux autres en ce point du Périgord. Autour de Vergt, les géologues ont montré, non sans quelques hésitations, le sidérolithique sous les sables du Périgord; par contre, dans le Nord de la région, ils n'ont pas craint de placer avec netteté les dépôts pliocènes au-dessus des sables du Périgord [6].

Vers le Sud-Ouest, ces diverses formations tertiaires passent latéralement à des sédiments lacustres et marins bien datés et qui occupent également, les uns par rapport aux autres, une place qui permet de préciser l'âge des dépôts continentaux du Périgord [82]. Ainsi, le sidérolithique se retrouve sous les sables nummulithiques du Thanétien et du Cuisien dans le Bordelais, les sables du Périgord passent à des calcaires et à des mollasses qui s'étendent du Ludien au Stampien; enfin les graviers pliocènes constituent, à la surface du Médoc, une nappe alluviale datée du Levantin [119]. Ces diverses constatations : opposition des faciès, superposition dans la région de Chantérac, passage latéral à des formations bien datées, permettent de séparer les unes les autres, en Périgord, trois nappes de dépôts tertiaires. Chacune d'elles correspond à une période d'érosion vers l'amont et d'accumulation vers l'aval, que l'on peut dater, provisoirement, de l'Eocène, pour la première nappe, de l'Oligocène, pour la seconde, et du Pliocène, pour la troisième. Il est possible de retrouver leur trace dans le relief actuel du Périgord sous l'aspect de trois niveaux d'érosion.

§ II. — LE NIVEAU D'ÉROSION ÉOCÈNE

Le niveau d'érosion éocène étant caractérisé par la présence à sa surface des dépôts sidérolithiques, il convient d'étudier d'abord ces dépôts, puis de préciser l'âge et le rôle morphologique du niveau.

1° LE SIDÉROLITHIQUE.

a) Son importance.

Situé sous les sables du Périgord, au contact direct du Crétacé, et nettement différent des autres dépôts tertiaires, le sidérolithique corres-

pond à un mode particulier d'érosion subaérienne. Son étude, l'examen de ses divers aspects et la détermination de son âge doivent permettre de décrire, avec quelque précision, la pénéplaine ou simplement le niveau d'érosion qu'il recouvre. Une analyse géologique et morphologique de cette formation continentale peut fournir des indications nombreuses sur la surface d'érosion élaborée et fossilisée au début du Tertiaire.

b) *Sa situation.*

Une première difficulté surgit quand on cherche à identifier les dépôts sidérolithiques. Sans doute la carte géologique au 1/80.000^e les signale-t-elle sur de vastes étendues dans le Périgord méridional et central. Mais quand on examine de près ces divers dépôts, on constate que l'annotation « e3s » groupe des formations très variées : sables, grès, graviers, argiles, etc.; pour la plupart ce sont des dépôts de remaniement. Depuis l'époque lointaine où il s'est constitué, le sidérolithique a été profondément altéré par le ruissellement et les phénomènes chimiques, de sorte qu'il est mal aisé aujourd'hui de le retrouver à l'état primitif [114 et 44].

Toutefois, en quelques points du Périgord, il a pu se conserver intact, à l'abri de l'érosion et de la décomposition. Sous les dépôts lacustres du Bergeracois, sous les meulières de la Forêt de Bessède (fig. 26), au Sud de Cadouin, et sous celles du plateau de Bord, au Sud-Est de Domme, le sidérolithique repose toujours sur les sédiments crétacés, tel qu'il était lorsque la sédimentation oligocène l'a fossilisé sous une dure carapace de grès et de calcaire. Les divers vallons, qui découpent les mollasses et les marnes du Ludien et du Sannoisien, des rives de la Lémance à celles de la Couze, le montrent avec ses teintes rougeâtres et verdâtres à flanc de colline, disparaissant progressivement vers le Sud-Ouest sous les masses des dépôts tertiaires. Il est particulièrement aisé de l'étudier avec précision dans la vallée du Dropt, au moulin de la Brame, à 5 kilomètres en aval de Monpazier. Il affleure également à l'Est de Domme, au pied du hameau de Fontable, sous les meulières de Bord (fig. 20). On constate alors, quand on l'a identifié en ces quelques points, où il subsiste sans aucun doute possible dans son état primitif, qu'il s'est également maintenu intact, sous les dépôts de remaniement, en de nombreux points du « Pays au Bois » de Belvès et de Villefranche-du-Périgord, ainsi qu'au Nord de la Dordogne, entre le Bugue et Ladouze, entre les Eyzies et Fossemagne et autour de la Forêt Barade.

c) *Composition du sidérolithique.*

En ces divers points, où il est demeuré en place depuis sa formation, le sidérolithique se présente sous deux aspects différents : 1^o tantôt ce sont des argiles bleues, vertes et surtout roses et rouges avec des pisolithes de fer et des sables très fins incorporés à l'argile; 2^o tantôt ce sont des dépôts plus complexes avec du sable très fin, du minerai de fer en petits grains polis et luisants; çà et là apparaissent des croûtes ferrugineuses très dures et d'un rouge sombre avec des blocs de limonite creux et tapissés à l'intérieur d'une couche vitreuse semblable au laitier des hauts

fourneaux; aux sables se mêlent des argiles versicolores et des graviers quartzeux.

De ces deux faciès, le premier est le plus fréquent; il donne une teinte rouge sang ou lie de vin à certaines pentes de coteau, aux champs et aux chemins qui s'étendent sur les formations sidérolithiques. Mais, quelle que soit leur couleur, sables ou argiles se présentent en masse compacte, sans stratification ni cailloux roulés, sans fossiles ni débris végétaux. Toutefois ils peuvent contenir des silex provenant des calcaires sous-jacents avec des fossiles du Crétacé. Ils enrobent fréquemment des blocs de grès santoniens ou coniaciens rendus friables et teintés de rouge par les oxydes de fer ou de vert par la glauconie. Au contact du sidérolithique, les calcaires crétacés sont donc atteints de décomposition chimique.

C'est, en effet, aux dépens des sédiments secondaires que se sont formés les dépôts sidérolithiques. Chaque fois qu'on peut apercevoir leur contact avec les roches sous-jacentes, on constate le passage progressif d'une formation à l'autre par décomposition des grès et des calcaires du Turonien et du Sénonien. Les terrains sidérolithiques du Périgord doivent donc être considérés comme des argiles et des sables de décalcification provenant du Campanien, du Coniacien ou de l'Angoumien; ils contiennent tous les éléments insolubles de ces divers étages du Crétacé supérieur : silex bruns ou noirs, fossiles de formes diverses à carapace siliceuse, sables quartzeux et silicates d'alumine. En Sarladais, sur les grès du Coniacien moyen et du Santonien, le sidérolithique se charge de sables quartzeux qui ont servi à la formation de ces roches, de sorte qu'il paraît provenir des roches cristallines du Massif Central par érosion et accumulation fluviale. Sans doute, les débris qui le constituent sont-ils issus des granites et des micaschistes du Limousin ou du Cantal, mais par le stade intermédiaire de la sédimentation marine dans les mers du Crétacé (a).

En bien des points du Périgord, le sidérolithique est devenu méconnaissable : dépôt meuble et complexe il se prête aisément à la désagrégation par les influences chimiques et au transport par le ruissellement. Les eaux fluviales l'ont profondément modifié, séparant l'argile du sable, décantant les plus fines particules au fond des lagunes, précipitant, sans doute sous l'influence de phénomènes de floculation, l'ocre et le kaolin au fond des poches où s'accumulaient les dépôts de transport, ou bien agglomérant avec un ciment calcaire les sables en grès : toutes ces formations dérivées se retrouvent à la surface du Périgord; les géologues ne les séparent pas des formations d'origine et, quand on commence à examiner les divers faciès de ces dépôts protéiformes, il est difficile de les distinguer les unes des autres (photo XXXVI).

Mais, à la longue, on parvient aisément à discriminer ce qui est en place

(a) C'est sans doute à cause de cet enrichissement en sables que les géologues, qui ont établi la carte géologique de la feuille de Brive au 1/80.000^e, ont hésité à classer dans le sidérolithique des dépôts dus cependant à la décomposition de la roche en place; de sorte, que si l'on ne considère que les documents cartographiques, cette formation paraît absente du Sarladais central, où cependant elle est aussi abondante qu'ailleurs.

de ce qui a été altéré pendant les longues périodes d'érosion qui se sont succédées depuis le début du Tertiaire. On constate alors que le sidérolithique d'origine repose sur toutes sortes de roches et qu'il s'est aussi bien formé sur les granites et les schistes cristallins du Limousin que sur les calcaires du Périgord. M. Perpillou le signale, entre Saint-Yrieix et Jumilhac, sur des gneiss et des leptynites [212]. M. Clozier en a décrit, avec beaucoup de précision, les divers aspects sur les Causses jurassiques du Quercy [84], M. Meynier l'a reconnu dans le Ségala [191] et M^{lle} Boisse de Black dans le détroit des mers secondaires auprès de Rodez [54]. Par ailleurs des sondages ont révélé sa présence dans le Bassin Aquitain, à 350 mètres de profondeur, sur les calcaires jurassiques, au fond du puits artésien d'Agen [73]. Dans le Médoc, M. A. Fabre décrit en détail des argiles sableuses et versicolores que de nombreux sondages autour de Pauillac, du Verdon et d'Arcachon ont révélées sous les sables nummulithiques du Thanétien et au-dessus du Crétacé [118]. Elles ont des teintes lie de vin ou verdâtres, révélatrices d'oxyde de fer et de glauconie. Elles permettent ainsi de reconnaître, dans les profondeurs du Bassin Aquitain, le prolongement des dépôts sidérolithiques du Périgord, du Limousin, des Causses et des Ségalas.

d) *Origine et mode de formation du sidérolithique* [151].

Provenant de roches très diverses et offrant néanmoins à peu près toujours la même composition, la même structure et presque partout la même épaisseur, de 15 à 20 mètres, le sidérolithique reflète des conditions d'érosion très particulières et d'une puissance telle que tout terrain, quelle qu'en soit la constitution, cristalline ou sédimentaire, est réduit par décomposition au même état de dépôt argilo-sableux avec des croûtes ferrugineuses dont on ne retrouve l'équivalent à l'heure actuelle que dans les régions tropicales. Des études récentes ont en effet permis d'établir des analogies et des relations étroites entre les dépôts sidérolithiques, d'Europe en général, et du Périgord en particulier, avec les latérites qui se forment sur les grès, les granites et les schistes cristallins du Soudan, de l'Angola et du Dekkan [168].

Dans ces régions, où règne un climat à température toujours élevée, avec alternance de saisons sèches et de saisons humides, la décomposition chimique est très rapide sur les surfaces planes. La roche baigne dans un liquide tiède, riche en acides qui attaquent et désagrègent aussi bien les ciments calcaires des grès que les cristaux de feldspath et de mica du granite. Il se forme ainsi, pendant la saison des pluies, une masse imprégnée d'eau à réaction acide qui agit comme un corrosif sur le matériel sous-jacent. En saison sèche, par évaporation en surface et capillarité à l'intérieur de la masse décomposée, des déplacements et des concentrations de sels se produisent, et des croûtes ferrugineuses, semblables à l'alias des Landes, se créent au milieu des sables et des argiles riches en oxyde de fer.

Cette vigoureuse décomposition chimique n'agit pas uniformément. Elle atteint toute son ampleur sur les étendues de terrain horizontales ou

faiblement inclinées. Mais sur les pentes un peu vives, son action est gênée, soit par le ruissellement qui entraîne les débris de la roche décomposée, soit par des carapaces très dures de sels ferrugineux recouvrant les grès ou les granites et dues, comme les vernis du désert, à l'exsudation lente vers l'air libre des liquides contenus à l'intérieur des roches. Ainsi, des collines rocheuses, de dimensions très variables, parsèment les plateaux et les plaines à couverture latéritique; ce sont les « inselbergs » de l'Afrique Occidentale, de l'Angola et du Dekkan. Ils dominent de vastes plaines monotones, couvertes d'une couche d'argile et de sables aux teintes rougeâtres, avec des croûtes ferrugineuses de plusieurs décimètres d'épaisseur et dont la structure est presque semblable à celle du sidérolithique périgourdin non remanié.

On peut déduire de ces faits actuels l'origine et le mode de formation des premiers dépôts tertiaires du Périgord et des régions avoisinantes. Au début de l'Eocène régnait sur l'Europe Occidentale un climat tropical à températures élevées, avec des pluies d'été; les formations continentales, qui recouvrent les surfaces prétertiaires de Thuringe ou du pourtour du Massif Central en France, le confirment par leurs fossiles et par des traces de végétation. Sous ce climat pouvait se produire une décomposition sur place des sédiments secondaires et des terrains cristallins; l'activité des phénomènes chimiques était très vive en période humide; la remontée des sels avait lieu en saison sèche. Les produits d'altération s'accumulaient sur place étant donné la faible inclinaison vers le Sud-Ouest de la bordure occidentale du Massif Central à une époque où les grands plissements tertiaires ne s'étaient encore manifestés que très faiblement dans la zone pyrénéenne. Dans ses grandes lignes, la plaine, déterminée par les sédiments crétacés après le retrait des mers secondaires, et qui s'ensevelissait sous ses décombres, était infiniment monotone. Mais dans ses détails, elle devait conserver une grande variété. Sous la couverture latéritique, la décomposition n'était pas uniforme; des blocs de roche calcaire résistaient à la dissolution des eaux chargées de sels, tandis que d'autres fondaient plus rapidement. Des cavités se formaient dans l'intérieur du sol et se comblaient de débris des terrains décomposés. Rien ne les révélait en surface, mais qu'un nettoyage par ruissellement survienne et elles apparaîtront comme des accidents d'origine karstique. Des masses de calcaire dolomitique, plus résistantes à l'attaque de l'érosion, se maintenaient au-dessus des plaines; leur base, sans cesse attaquée, reculait devant la morsure des liquides acides et leur pente s'avivait par desquamation des croûtes ferrugineuses déposées à leur surface. Des cuirasses, riches en fer et en manganèse, protégeaient pendant un certain temps les versants surplombant la surface ondulée des dépôts sidérolithiques, puis s'exfoliaient à leur tour en donnant plus d'âpreté aux reliefs résiduels. Il se constituait ainsi, du Périgord au Limousin, du Quercy au Ségala, un relief à « inselbergs » comme on en voit actuellement en Afrique équatoriale, à Madagascar et aux Indes, relief caractérisé par la faiblesse de l'érosion par ruissellement, où règne par contre l'érosion par décomposition chimique et où la monotonie des grandes lignes de la topographie s'oppose à la variété des détails. Comme on le verra plus loin, si l'on raccorde par la pensée les zones encore

recouvertes de sables sidérolithiques, des rives de la Dordogne aux confins du Limousin, c'est bien une surface d'érosion parsemée d'inselbergs et de cavités karstiques que l'on peut reconstituer malgré les multiples déformations subies depuis sa création.

2° L'ÂGE DE LA PÉNÉPLAINE ÉOCÈNE.

La plupart des auteurs, à la suite de M. Baulig [34], ont daté de l'Eocène la surface d'érosion que recouvrent les dépôts sidérolithiques et ils y ont incorporé le plus souvent la surface recouverte par les sables du Périgord. Ils n'ont pas, faute de précision géologique, poussé plus avant la détermination de l'âge qu'il convient d'attribuer au plus ancien des niveaux d'érosion tertiaires. Il est certain que si l'on pouvait, en s'appuyant soit sur des fossiles marins ou continentaux, soit sur des débris végétaux, attribuer une date précise aux argiles versicolores du sidérolithique, on n'aurait plus grande difficulté à fixer, dans la série des étages tertiaires, la place de la pénéplaine éocène. Mais, faute de ces documents paléontologiques, il faut procéder par comparaison et par approximation (a).

On doit, tout d'abord, constater que la formation de cette pénéplaine est postérieure aux plus récents dépôts du Crétacé. Elle a dû commencer à se former après le recul des mers du Sénonien et du Danien. Ce dernier étage faisant défaut en Périgord, elle appartient, au plus tôt, à la fin de l'ère secondaire ou au début du Tertiaire.

Le climat, sous lequel elle s'est formée, est nettement défini par la nature des dépôts continentaux qui la recouvrent; on pourrait en déduire, si ce climat n'avait duré qu'un temps très court, l'époque où elle s'est formée en la faisant coïncider avec celle où les saisons périgourdines ressemblaient à celles du Soudan et de l'Angola actuels. Mais cette semi-aridité du climat, malgré quelques variations passagères, a duré pendant la plus grande partie du Tertiaire, de l'Eocène au début du Pliocène. Il ne fournit aucun élément susceptible d'aider à la détermination précise de la date où s'est formée la surface sidérolithique.

Dans ces conditions, il ne reste plus qu'un moyen d'aboutir. C'est le passage latéral aux formations lacustres et palustres du Bergeracois et du Bordelais qui le fournit. Les géologues [42, 53], et à leur suite les géographes, assimilant les sables du Périgord et le sidérolithique, montrent que ces dépôts passent latéralement aux calcaires et aux mollasses qui se sont formées, du Lutétien au Chattien, dans le centre du Bassin Aquitain. Sans doute ce procédé aboutit à quelques précisions, mais il ne donne pas toute satisfaction car le sidérolithique est trop différent des sables du Périgord pour leur être assimilé. Il leur est nettement antérieur. C'est donc avant l'Oligocène qu'il faut placer le sidérolithique. Mais

(a) La granulométrie, par l'analyse des minéraux lourds, pourrait-elle donner des résultats ? Il ne le semble pas, puisque le sidérolithique provient de la décomposition des roches sous-jacentes. En tout cas les résultats ne seraient pas plus précis que ceux tirés de la situation stratigraphique, utilisée ci-dessus.

l'Eocène est une bien longue période géologique et il convient de serrer de plus près l'époque où s'est constitué le premier niveau d'érosion tertiaire.

Si l'on examine avec soin le passage du sidérolithique sous les sédiments du Bergeracois et du Bordelais, on constate que le calcaire de Saint-Cernin, qui appartient au Ludien supérieur, recouvre, entre Beaumont et Monpazier, les argiles versicolores et les sables ferrugineux du Périgord [53]. La mollasse ludienne qui se place sous les calcaires de Saint-Cernin, est située également au-dessus du sidérolithique dans le vallon de Monsac, en amont de Lanquais. Mais ce n'est pas une règle constante. Les dépôts sidérolithiques se transforment en mollasse ludienne dans le même vallon et l'on constate le même passage latéral au Sud-Ouest de Monpazier, dans les vallées du Dropt et de ses affluents. Ainsi donc, dans sa partie supérieure, le sidérolithique est antérieur à la fin du Ludien, contemporain du Ludien moyen et inférieur et probablement du Lutétien.

Pour fixer l'âge de sa partie inférieure, on peut utiliser les sondages du Bordelais, décrits et analysés par M. Fabre [118]. C'est sous les sables nummulithiques de l'Eocène que l'on retrouve le sidérolithique avec son faciès habituel de formation latéritique, avec son épaisseur normale d'une vingtaine de mètres. Or, les sables nummulithiques du Bordelais, appelés également sables inférieurs, appartiennent au Thanétien et au Cuisien. La formation du sidérolithique aurait donc débuté auparavant, au Montien et au Danien. Voilà, pour l'instant, le maximum de précisions que l'on peut obtenir pour fixer l'âge de la surface d'érosion éocène en Périgord. Son évolution s'étend à la plus grande partie de l'Eocène; mais a-t-elle débuté à la fin du Crétacé comme le laisserait croire le contact du sidérolithique et des derniers sédiments secondaires?

On a vu plus haut qu'elle s'était formée sous un climat semi-aride et sur une surface presque plane et dotée d'une grande stabilité. Or, pour trouver une période de stabilité au début de l'ère tertiaire, il faut la situer entre les premiers mouvements pyrénéens qui entraînèrent une reprise de sédimentation en bordure de la chaîne, du Montien à l'Yprésien, et les mouvements stampiens qui firent surgir les premières rides des Alpes et les plis de fond des Pyrénées. Les premiers efforts tangentiels qui mirent fin à l'unité du bassin ibéro-aquitain soulevèrent fort peu le Nord-Est du Bassin Aquitain. Ils laissèrent libre jeu à l'érosion chimique. Ce n'est qu'au Sannoisien et au Stampien que l'érosion fluviale reprit ses droits et recouvrit la surface du Périgord de sables et de graviers.

Ainsi la tectonique du Bassin Aquitain confirme les données de la stratigraphie. De la fin du Crétacé au Ludien, une surface d'érosion se dessina aux dépens des dépôts secondaires et des terrains cristallins, à la fois en Périgord et en Limousin; au fur et à mesure de sa formation, elle s'ensevelissait sous ses débris. Presque plane au début elle serait de nouveau parvenue à une horizontalité presque parfaite par disparition des inselbergs, si des soulèvements n'étaient venus modifier les conditions tectoniques de sa formation.

Pour conclure sur son âge, on peut affirmer qu'elle était presque

devenue une pénéplaine au Ludien moyen, mais qu'elle date également des diverses périodes de l'Eocène moyen et inférieur et même du Crétacé supérieur. On peut donc lui conserver l'épithète de niveau d'érosion éocène pour montrer qu'elle s'est développée durant une très longue période de temps, sans oublier toutefois qu'elle n'est pas le résultat d'une disparition radicale d'un relief tourmenté, mais plutôt la conséquence d'une évolution morphologique très lente qui a pris son point de départ sur une zone de terrains sédimentaires et cristallins fort peu accidentés.

3° L'EXTENSION ACTUELLE DE LA PÉNÉPLAINE ÉOCÈNE EN PÉRIGORD.

Depuis l'arrêt de son évolution, la pénéplaine éocène en Périgord a été soumise à de nombreuses déformations et les épicycles d'érosion postérieurs l'ont profondément démantelée. On ne peut la retrouver avec certitude que sous les dépôts sidérolithiques demeurés en place et sur les replats qui se raccordent exactement avec les parties encore fossilisées de la première surface d'érosion tertiaire.

Si l'on tient compte de ces points de repère, on décèle des fragments de la surface d'érosion éocène en bordure de toutes les formations lacustres, palustres et continentales qui se succèdent de Fumel, sur le Lot, à Saint-Aulaye, sur la Dronne, en passant par Monpazier, Beaumont, Bergerac, Mussidan et Chantérac. A l'Est de cette zone, on retrouve avec certitude la surface éocène sous les grès de Liorac, au Nord-Est de Bergerac, dans la région de Belvès et de Villefranche-du-Périgord où abondent les dépôts du sidérolithique. Les meulières de la Bessède, à l'Est de Cadouin, et du plateau de Bord, à l'Est de Domme, sont d'excellents points de repère. On peut également utiliser de nombreux replats, sur les sommets des collines, entre Le Bugue, Vergt et Rouffignac. Autour de Sarlat quelques résidus de sables sidérolithiques permettent d'opérer la jonction avec les Causses du Quercy.

Au Nord-Est du Périgord, les argiles versicolores sont encore assez bien représentées autour de Thenon, sur le massif de Châtres, vers Excideuil et Thiviers et sur le Limousin méridional entre Jumilhac et Saint-Yrieix. Mais elles font défaut au Nord-Ouest de Périgueux où les sables du Périgord recouvrent directement les calcaires crétacés et jurassiques. En cette région, le niveau d'érosion éocène a disparu sous l'influence d'une vague d'érosion plus récente. Toutefois, quelques fragments de ce niveau, conservés auprès de Thiviers et d'Excideuil, permettent de le prolonger en Limousin où il a été analysé par M. Perpillou [212]. Ces divers fragments des dépôts sidérolithiques et de la surface qu'ils recouvrent permettent de reconstituer l'allure de la première pénéplaine tertiaire en Périgord.

4° LES DÉFORMATIONS DE LA SURFACE D'ÉROSION ÉOCÈNE.

Les plateaux et les replats que l'on peut attribuer au niveau éocène ne se trouvent plus situés sur un plan régulier, légèrement incliné vers le

Sud-Ouest. Des gauchissements et des ondulations ont déformé cette surface d'érosion et il serait vain de la chercher partout à la même altitude et même à des altitudes régulièrement décroissantes du Nord-Est au Sud-Ouest du Périgord. Les mouvements, dont elle a été affectée, sont, au contraire, très complexes et l'analyse seule peut en donner une image approchée.

a) *Inclinaison générale vers le Sud-Ouest.*

En premier lieu, la surface cyclique éocène s'incline du Limousin vers le Bergeracois. Entre Jumilhac et Saint-Yrieix, les dépôts qui la recouvrent au Puy-Bruchaudière atteignent 390 mètres d'altitude. Vers Terrasson, ils ne sont plus qu'à 300 mètres; ils descendent à 250 mètres autour de Vergt et à 100 mètres au Nord de Creysse et de Mouleydier. Toutefois cette inclinaison, qui atteint en moyenne 0,3 pour 100, n'est pas régulière, elle se complique d'ondulations et de gauchissements singulièrement compliqués.

b) *Inclinaison générale du Sud-Est au Nord-Ouest.*

Le niveau d'érosion éocène s'abaisse également du Quercy vers les Charentes. Autour de Salignac, de Gourdon et de Cazals, le sidérolithique est à 300 mètres d'altitude; il descend à 260 mètres vers Rouffignac, à 240 mètres autour de Périgueux et à 190 mètres à Chantérac, près de la Double. Plus au Nord, l'absence de dépôts éocènes ne permet plus de retrouver les traces et les déformations de la surface d'érosion en question. Mais, malgré cette lacune, il est évident qu'elle s'incline du Sud-Est au Nord-Ouest selon une pente de 0,15 pour 100, deux fois moins accentuée que celle qui l'abaisse vers le Sud-Ouest; cette pente est cependant suffisamment nette pour imposer à l'ensemble du Périgord un gauchissement vers le Nord-Ouest. La combinaison, ou bien la composante de ces deux pentes, est difficile à définir; elle ne peut se résoudre en une seule inclinaison vers l'Ouest qui serait la somme ou la moyenne des deux pentes conjuguées. Il faut au contraire considérer ces deux déformations séparément et en tirer partie pour expliquer en particulier, le moment venu, le dessin du réseau hydrographique.

c) *Les ondulations de la surface éocène.*

1. *Influences tectoniques sud-armoricaines.* — En quelques points du Périgord, où la surface d'érosion éocène est particulièrement bien conservée, on peut relever des déformations locales qui ne manquent pas d'être suggestives. Ainsi, sous les dépôts lacustres du plateau de Bord, à l'Est de Domme, le sidérolithique atteint 15 mètres d'épaisseur; la surface d'érosion, qu'il a fossilisée, est donc à 280 mètres d'altitude. Cependant, autour du plateau de meulière, à quelques dizaines de kilomètres de distance, vers le Nord autour de Salignac, et vers le Sud-Est près du Vigan, la même surface est à 300-310 mètres; la région de Bord coïncide donc avec une dénivellation de 20 à 30 mètres dans la surface d'érosion éocène (fig. 20).

On peut aboutir à la même conclusion en examinant l'altitude des dépôts sidérolithiques autour de la Forêt de Bessède, près de Cadouin. Sous les calcaires sannoisiens qui les recouvrent, ces dépôts se trouvent situés à une altitude de 220 mètres; mais vers le Nord, auprès du Bugue, ils sont à 250 mètres, et vers le Sud, dans le « Pays au Bois » de Belvès, ils atteignent 260 à 280 mètres (fig. 26). Ainsi, sous la Forêt de Bessède,

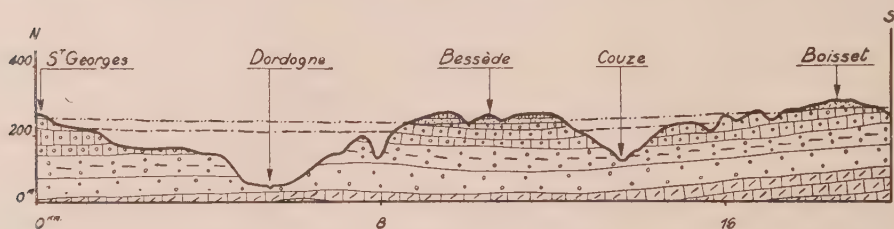


Fig. 26. — LES SURFACES ÉOCÈNE ET OLIGOCÈNE DANS LE « PAYS AU BOIS » DE BELVÈS.

comme sous le plateau de Bord, la surface d'érosion éocène présente une dénivellation assez sensible qui l'abaisse de 30 à 40 mètres par rapport aux régions du pourtour. Or, on a déjà vu dans l'analyse des déformations qui ont affecté la pénéplaine cénomaniennne, qu'en ces deux points se croisaient des synclinaux de directions varisque et sud-armoricaine et qu'une zone de subsidence s'y était manifestée au cours de la sédimentation secondaire. On peut donc se demander si les accidents tectoniques qui ont affecté les terrains crétacés n'ont pas rejoué au moment où se formait le sidérolithique (carte VII, p. 113).

D'autres faits viennent confirmer cette hypothèse. On constate aisément que les dépôts du sidérolithique dans la région de Daglan, de Domme, des Eyzies et de Ladouze ne sont pas répartis au hasard. S'ils sont rares à l'Est des Eyzies et à l'Ouest du Bugue, ils s'accumulent au contraire à l'Est de Domme, autour du plateau de Bord et à l'Est de l'anticlinal de Saint-Cyprien-Chapdeuil. Dollfus, dans un article sur la géologie de la vallée vézérienne, avait remarqué que tout se passait comme si le dos de l'anticlinal avait fait barrage et maintenu au pied de son flanc oriental les formations continentales du Périgord [112]. Il est préférable de constater simplement l'accumulation du sidérolithique dans une gouttière synclinale parallèle à l'anticlinal de Saint-Cyprien et passant par la Chapelle-Péchaud, les Eyzies et la Gélie. C'est dans cette zone de subsidence que se trouvent situées les poches de kaolin les plus importantes de la région.

On aboutirait aux mêmes conclusions si l'on analysait l'allure de la surface éocène entre Belvès et Villefranche-du-Périgord; on constaterait également que la conservation du sidérolithique, dans cette partie du Périgord méridional, coïncide avec une zone d'affaissement (carte VII). Au Nord-Est du pays, le long de la faille, ou de l'anticlinal faillé, qui passe par Thenon, Ajat, le Change et les Pilles, le sidérolithique s'est accumulé sur le flanc septentrional de l'accident géologique, dans un synclinal qui passe par Azerat, Montagnac-d'Auberoche et Sarliac.

Par contre, au-dessus des anticlinaux, des brachyanticlinaux et des dômes qui soulèvent les strates du Crétacé, les dépôts éocènes sont peu abondants. Autour de Sauveterre-la-Lémance et de Saint-Cyprien, le sidérolithique atteint des altitudes plus élevées qu'au pourtour : 280 mètres par exemple à Mas-du-Causse, au Nord de Saint-Pompon, sur l'anticlinal Daglan-Saint-Cyprien, et 260 mètres seulement à Domme dans le synclinal Sarlat-Gourdon; et, en outre, sur ces accidents tectoniques positifs, il se réduit à de minces dépôts ou disparaît même complètement (fig. 20).

Si l'on groupe ces diverses observations, on découvre dans les déformations de la plate-forme d'érosion éocène des lignes directrices semblables à celles qui ont guidé les déformations des pénéplaines précédentes; elles s'ordonnent, semble-t-il, selon deux sortes de directions orthogonales, la direction sud-armoricaine orientée vers le Nord-Ouest et la direction varisque orientée vers le Nord-Est. Et ces déformations paraissent coïncider avec celles de la pénéplaine cénomaniennne. Il y aurait eu par conséquent persistance du même style tectonique de l'ère secondaire à l'ère tertiaire.

L'examen de la bordure occidentale du niveau d'érosion tertiaire, en marge des terrains palustres et lacustres du Bergeracois, permet d'apporter de plus convaincantes précisions. De Saint-Aulaye et de Chantérac à Fumel, on voit partout le sidérolithique et la surface qui le porte passer sous les sables de la Double et du Landais, sous les mollasses et les calcaires de Beaumont et de Monpazier. Vers Siorac-de-Ribérac, la partie supérieure du Maestrichtien tombe de 190 mètres à 90 mètres d'altitude en 5 kilomètres, avec une pente de 2 pour 100, vingt fois supérieure à la pente générale du relief périgourdin (fig. 25). Vers Mussidan, le long de la vallée de l'Isle, entre Douzillac et Saint-Front, la surface d'érosion éocène passe de 150 mètres d'altitude à 50 en 8 kilomètres de distance, ce qui donne une pente de 1,25 pour 100. Près de Bergerac, cette pente atteint 1,6 pour 100, en aval de Monpazier; dans la vallée du Dropt, elle dépasse 3 pour 100, pour atteindre 6 pour 100 vers Gavaudun (fig. 9).

2. *Influences tectoniques d'orientation varisque.* — Une importante flexure affecte donc le niveau d'érosion éocène et le fait passer sous les terrains tertiaires du Sud-Ouest du Périgord. Son orientation générale s'accorde avec la direction sud-armoricaine. Dans le détail, d'autres influences interviennent; des zones d'affaissement et des zones de résistance se traduisent par des sinuosités dans les diverses sections de la flexure; tantôt la surface éocène se maintient et fait reculer vers le Sud-Ouest les sables de la Double et les calcaires du Bergeracois; tantôt, au contraire, elle fléchit et laisse s'avancer vers le Nord-Est les dépôts tertiaires du Landais ou de la région de Monpazier (carte VII, p. 113).

Ainsi, au Nord de la Double, dans l'axe jalonné par Saint-Privat et Festalemps, les dépôts sidérolithiques se maintiennent à 120 et 130 mètres d'altitude, de sorte que les sables du Périgord se divisent en lambeaux sur les sommets au lieu de constituer une nappe continue comme autour de la Jemaye et d'Echourgnac. Il existe donc, en ce point, une zone de résistance, de rigidité de la surface éocène qui coïncide avec l'anticlinal de Chapdeuil-Saint-Crépin déjà décelé dans la pénéplaine cénomaniennne.

En revanche, au droit du synclinal d'Echourgnac-Brantôme-Saint-Pardoux, le niveau d'érosion éocène s'affaisse et les sables du Périgord dessinent une nette avancée en direction de Segonzac. L'anticlinal varisque de Chancelade-Négrondes paraît agir aux environs du village des Lèches, au Sud de Mussidan, où les calcaires maestrichtiens et le sidérolithique, qui les recouvre çà et là, se maintiennent à 140 et 150 mètres, tandis que dans la vallée de l'Isle, ils tombent, sous le même méridien, à moins de 30 mètres. Le synclinal de Villablard se traduit par une pointe des sables du Landais en direction de Beleymas; en retour, l'anticlinal de Vergt-Clermont-de-Beauregard maintient la surface d'érosion éocène à 110 mètres en aval de Lamonzie-Montastruc. L'avancée des calcaires de Saint-Cernin, en direction de Lanquais, correspond au synclinal de Sainte-Alvère, tandis qu'on retrouve l'influence de l'anticlinal Saint-Cyr-Trémolat dans le recul des terrains ludiens en face de Monsac. Le synclinal de Monpazier-Sarlac détermine la progression jusqu'à Lolme et Capdrot des calcaires de Monbazillac; en revanche, l'anticlinal de Sauveterre-Daglan se traduit par le recul des formations lacustres du Tertiaire au Sud-Ouest de Gavaudun. Enfin, le synclinal de Fumel-Saint-Etienne-des-Landes entraîne une dernière avancée vers le Nord-Est des terrains tertiaires de l'Agenais.

On constate ainsi, tout le long d'une vigoureuse flexure de direction sud-armoricaine, qui abaisse vers le Sud-Ouest le sidérolithique, l'influence très nette d'accidents orthogonaux qui, tantôt accélèrent le fléchissement vers le centre du Bassin Aquitain et tantôt le retardent. Si l'on rapproche ces divers accidents des dénivellations que l'on a relevées sous les meulières de Bord et de Bessède et le long des anticlinaux de Thenon et de Saint-Cyprien, on aboutit à la conclusion suivante : la surface d'érosion éocène a été déformée par des mouvements qui se plient au même style que les accidents qui ont atteint la pénéplaine cénomaniennne; les uns sont de direction sud-armoricaine, en particulier la flexure du Sud-Ouest; les autres sont de direction varisque et créent, en se combinant avec les précédents, des zones de résistance et de rigidité et des zones de subsidence. Les axes de ces divers accidents se superposent à ceux des dénivellations de l'ère secondaire; de sorte qu'il n'est pas possible de les distinguer nettement les uns des autres; ils sont de même nature et de même orientation. Tout au plus doit-on constater une sensible diminution de leur amplitude d'une période à l'autre; tandis que les différences d'altitude atteignent plusieurs centaines de mètres dans les déformations de la surface d'érosion cénomaniennne, elles ne dépassent pas quelques dizaines de mètres dans le niveau d'érosion éocène et les pentes, le long des flexures, s'atténuent de 5 à 6 pour 100 à 2 et 3 pour 100.

5° AGE DES DÉFORMATIONS DE LA SURFACE D'ÉROSION ÉOCÈNE.

Par l'études des faciès et par les variations d'épaisseur des sédiments crétacés, on a pu préciser l'âge des déformations qui ont affecté la péné-

plaine cénomaniennne et montrer qu'elles étaient dues surtout à l'influence de poussées verticales. Pour la surface d'érosion éocène, on peut tenter les mêmes recherches en examinant l'aspect et la puissance des dépôts qui la recouvrent. Malheureusement le sidérolithique ne se prête pas aux mêmes observations que les sédiments secondaires. Partout où il est bien conservé, sous les meulières de Bord et de Bessède et en bordure des terrains tertiaires du Bergeracois, il apparaît avec une épaisseur très faible et à peu près constante de 15 à 20 mètres. Il conserve cette épaisseur dans les plus grandes profondeurs du Bassin Aquitain, à Agen, à Pauillac et à Arcachon [118]. Ses divers faciès sont partout les mêmes. Nulle part on ne constate des accumulations d'argiles versicolores sous des épaisseurs de 50 à 100 mètres, avec, au pourtour, des zones où le dépôt n'atteindrait plus que 10 à 20 mètres. Au moment de la formation du sidérolithique, il n'y a pas eu de phénomène de subsidence. C'est une conséquence naturelle des conditions mêmes où ce dépôt continental a pris naissance. Au lieu de provenir de phénomènes d'érosion subaérienne, de transport et d'accumulation, il s'est constitué sur place, par érosion chimique aux dépens de la roche sous-jacente, sans apport supplémentaire de matériaux étrangers. Les poussées verticales n'ont pas été modifiées et les dénivellations ne se sont pas produites au moment de l'apparition des argiles versicolores et des sables ferrugineux à la surface du Crétacé.

Les déformations du niveau d'érosion éocène ont donc une autre cause que de simples phénomènes de subsidence contemporains de l'épicycle qui a créé la surface sidérolithique. Deux hypothèses peuvent être envisagées. Ou bien ces déformations proviennent de poussées tangentielles qui se sont produites au moment même où les calcaires et les schistes cristallins du Périgord se réduisaient en sables ferrugineux et en argiles latéritiques et, dans ces conditions, elles sont de même âge que la surface éocène. Ou bien elles ont été provoquées par la mise en place de dépôts plus récents, accumulés sur le sidérolithique et qui ont déclenché de nouveau le jeu des poussées verticales et des phénomènes de subsidence. Il semble que cette seconde hypothèse s'accorde mieux avec les faits, car la période, où se dessina le niveau d'érosion éocène à la surface des calcaires crétacés et jurassiques du Périgord, coïncida avec un moment d'arrêt dans les poussées latérales qui firent surgir les Pyrénées et les Alpes.

Quoi qu'il en soit, la diminution très sensible de l'ampleur des dénivellations dans la pénéplaine éocène par rapport à celle des déformations qui ont atteint la pénéplaine cénomaniennne, le déplacement vers le Sud-Ouest des flexures qui font plonger dans les profondeurs du Bassin Aquitain tous les terrains cristallins et sédimentaires du Périgord, permettent de souligner les gains des zones de consolidation de l'écorce terrestre aux dépens des zones de subsidence. La seule dénivellation importante de la surface d'érosion éocène est à l'Ouest de Mussidan et de Monpazier, tandis que celles de la pénéplaine cénomaniennne commencent à se manifester à Thenon et à Négrondes. Au début de l'ère tertiaire, les blocs rigides de l'écorce terrestre se sont donc étendus vers l'Ouest, les zones plastiques se trouvant rejetées dans la Double et le Bergeracois.

6° LE ROLE DE LA SURFACE D'ÉROSION ÉOCÈNE
DANS LE RELIEF ACTUEL.

a) *Généralités.*

La surface d'érosion éocène a été fossilisée sous des dépôts très meubles, provenant de la décomposition chimique des calcaires, des marnes et des terrains cristallins du Périgord. Aussi est-elle facile à remettre à jour par le jeu actuel de l'érosion différentielle. Le ruissellement, les glissements le long des pentes, entraînent sables et argiles tertiaires et la surface qu'ils recouvraient, assez dure pour résister aux morsures de l'érosion subaérienne, reparaît à l'air libre.

On ne doit pas cependant s'attendre à voir se dessiner, comme s'il s'agissait d'une pénéplaine d'érosion marine, une surface sensiblement horizontale. En premier lieu, le niveau d'érosion éocène provient d'un épicycle qui n'a pas abouti partout à la destruction des reliefs antérieurs; des « inselbergs » ont subsisté au-dessus des plaines couvertes de latérite. En second lieu, les roches sous-jacentes ont offert de grandes inégalités de résistance à l'attaque des phénomènes chimiques; des zones ont moins résisté que d'autres, des cavités se sont produites çà et là. De sorte, qu'en plus des déformations signalées plus haut, il faut admettre, à la surface du niveau d'érosion éocène de multiples accidents de détail, bosses et creux, croupes et bassins dispersés sans ordre, simplement selon la constitution interne des roches (carte VIII, p. 193).

b) *La bordure occidentale du niveau d'érosion éocène.*

Près des terrains tertiaires de la Double, du Landais et du Bergeracois le niveau d'érosion éocène sort avec une pente variant de 3 à 6 pour 100 des dépôts qui l'ont fossilisée (fig. 9). En bordure de la Double, on peut lui attribuer les replats des vallées de la Risonne et de la Beauironne, inclinés les uns et les autres vers l'Ouest et le Sud-Ouest; ils prennent naissance dans le fond des vallées vers 100 à 110 mètres d'altitude et s'élèvent lentement vers la croupe que suit la route de Segonzac à Siorac-de-Ribérac, à 200 mètres d'altitude. En particulier, le chemin vicinal qui joint Saint-Vincent-de-Connezac à Saint-Sulpice-de-Roumagnac s'appuie presque constamment sur l'un de ces replats encore recouverts de sidérolithique. La pente orientale de la vallée du Salembre, qui s'élève de 80 mètres dans le thalweg à 160 mètres sur la croupe du Puy-de-Merlant, paraît être également un fragment démantelé de la surface éocène exhumée. On peut encore attribuer à ce même niveau quelques replats dans la vallée de l'Isle; le bloc de calcaire maestrichtien, qui occupe le centre du méandre de Saint-Front-de-Pradoux, reflète, par sa pente vers le Sud-Ouest, l'inclinaison assez vive de la surface d'érosion remise à jour.

Au Nord et à l'Est du Landais, de petites croupes, qui bordent les vallons des Lèches et de Maurens, et qui entourent la Veyssière et Saint-Jean-d'Eyraud, sont constituées par des calcaires crétacés très résistants, dépouillés en grande partie des dépôts qui les recouvraient. On peut y

voir des fragments de la plate-forme d'érosion éocène, située ici à une altitude de 110 à 120 mètres. La croupe de Saint-Sauveur, au Nord-Est de Bergerac, passe de 80 à 130 mètres; sa pente, semblable à celle du niveau d'érosion éocène, permet d'en reconstituer une assez grande étendue, entre la vallée de la Dordogne et celle du Caudeau.

Au Sud de la Dordogne, la pénéplaine éocène surgit des sables sidérolithiques et des calcaires ludiens autour de Lanquais avec une altitude moyenne de 100 à 120 mètres. Le long de la Couze, elle se relève pour atteindre 150 mètres entre Monsac, Bayac et Beaumont; les croupes, qui portent les hameaux des Roques et de Souannet, sont particulièrement représentatives du niveau d'érosion éocène, démantelé par les vallées quaternaires, au point précis où il commence à s'incliner vers le Sud-Ouest pour passer sous la vallée du Couzeau au pied de Monsac. Vers le Sud-Est, on le suit aisément du regard, entre Beaumont et Monpazier, quand on observe le sommet des collines qui entourent Saint-Avit-Sénieur; là, il se décompose en une série de replats, variant entre 150 à 200 mètres d'altitude, dominés au Sud-Ouest par les hauteurs de Rampieux et surplombant, d'une centaine de mètres, le fond des vallons qui convergent vers la Couze. Au Sud-Ouest de Monpazier, quelques replats, sur la rive gauche du Dropt, descendent de 200 à 120 mètres et appartiennent à la surface éocène qui va disparaître sous le Ludien. Mais ici, le contact direct des calcaires de Monbazillac et de Saint-Cernin avec le sidérolithique et le Crétacé n'a pas toujours permis à l'érosion différentielle de remettre en valeur les reliefs cycliques fossilisés.

Quoi qu'il en soit, du Nord-Ouest au Sud-Est, entre Saint-Aulaye et Monpazier, de nombreuses pentes de collines, des replats inclinés vers le Sud-Ouest, des croupes qui s'élèvent vers le Nord-Est appartiennent au niveau d'érosion éocène; ils en sont les fragments démantelés et ramenés à l'air libre par le décapage des sables et des argiles versicolores (carte VIII, p. 193).

c) Dans l'intérieur du Périgord.

D'innombrables sommets de colline, des « planetzés », comme les appellent les paysans périgourdiens, peuvent être attribués, à cause de leur altitude ou de leur couverture sidérolithique, à la surface d'érosion éocène. Mais ils n'en sont plus que les débris, les « relictés »; les cycles suivants, et surtout le creusement des vallées quaternaires, en ont réduit considérablement l'étendue. Ils ne subsistent plus que sur les croupes les plus élevées, en minces lanières, en petits plateaux dominant de vastes horizons. Pour la commodité et la clarté de l'exposé, on peut diviser leur description en cinq parties, selon les divisions imposées à la région par les cours d'eau qui traversent le Périgord (carte VIII, p. 193).

Au Sud de la Dordogne. — Sous les meulières de Bessède, comme autour de Monpazier, la pénéplaine éocène se trouve à l'altitude de 220-230 mètres; les replats, qui entourent Belvès et le dominant de 40 mètres, lui appartiennent en entier. Les sommets les plus élevés du « Pays au Bois », autour de Villefranche-de-Périgord, qui sont d'une pla-

titude remarquable, peuvent lui être attribués à cause des abondants dépôts de sidérolithique qui les recouvrent encore [108].

Vers l'Est, la surface d'érosion se relève assez rapidement et atteint 280 à 300 mètres entre La Nauze et le Céou (fig. 20), les calcaires blancs des Gunies, qui reposent directement sur elle, sont à 299 mètres d'altitude. Sous les meulrières de Bord, elle s'affaisse légèrement vers 280 mètres, mais s'élève de nouveau vers l'Est et, au delà de Gourdon et de Lavercantière, elle est à 350 mètres et se raccorde aisément au premier des niveaux tertiaires mis en valeur par M. Clozier sur les Causses du Quercy [84].

Entre la Dordogne et la Vézère. — Près du confluent de la Dordogne et de la Vézère, la croupe de Saint-Georges, au Nord du Coux, atteint 250 mètres et porte un chapeau de sidérolithique (fig. 27 et 36 bis),



Fig. 27. — LES NIVEAUX D'ÉROSION TERTIAIRES DANS LA VALLÉE DE LA VÉZÈRE AU BUGUE.

elle se rattache ainsi aux replats de la région de Belvès que l'on aperçoit vers le Sud, par delà la large entaille de la vallée de la Dordogne. De ce point de départ, on peut suivre les fragments de la pénéplaine éocène vers l'Est, entre Saint-Cyprien et les Eyzies et autour de Sarlat. Ils ne dépassent guère 260 à 270 mètres au-dessus des villages de Marquay et de la Chapelle-Aubareil (fig. 28). Cependant, quelques sommets arrondis, cons-

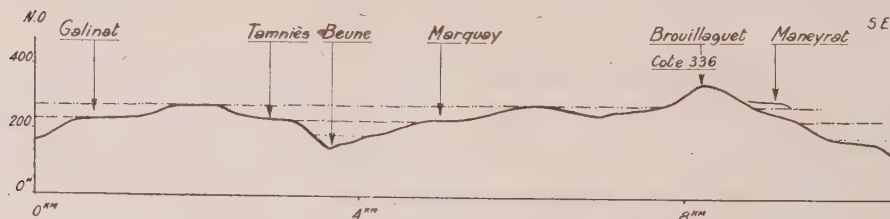


Fig. 28. — LES NIVEAUX D'ÉROSION TERTIAIRES
AUTOUR DE LA VALLÉE DE LA BEUNE EN SARLADAIS.

titués par des calcaires appartenant à la base du Campanien, dominant la région de 290 à 310 mètres, avec 20 à 30 mètres de plus que le niveau normal de la surface éocène; au château de Campagnac, l'un d'eux atteint 302 mètres; le long de la route de Montignac à Sarlat, qui les contourne avec soin, ils ne descendent pas au-dessous de 290 mètres, et à Brouilaguet une butte mesure 336 mètres au-dessus du niveau de la mer. Plus à l'Est, vers Archignac et Paulin, en des points où la surface éocène se

trouve à 300 mètres environ d'altitude, on relève quelques croupes nettement plus élevées : 336 mètres à Puy-la-Garde, 354 mètres au Puy-d'Auzon près de Ladornac (carte VIII, p. 193).

Ainsi donc, la pénéplaine éocène n'est pas parfaite dans le Sarladais; ses replats actuels sont dominés par des sommets arrondis, en forme de coupole, où il est possible de voir des reliefs résiduels d'une surface d'érosion plus ancienne, ou mieux, des « inselbergs » qui auraient résisté, par suite de la structure de leurs roches, à l'érosion chimique qui a donné naissance aux sables et aux argiles du sidérolithique. Vers Nadaillac-le-Sec et Borrèze, de nombreux chicots parsèment encore la surface éocène; elle atteint alors l'altitude de 330 mètres et passe sur le Causse de Martel où M. Clozier l'a identifiée avec beaucoup de précision [84].

Entre les vallées de la Dordogne et de l'Isle, de la Vézère et de l'Auvézère. — De la région de Bergerac aux confins occidentaux du Bassin de Brive, il est possible de retrouver, dans le paysage topographique, les fragments du premier niveau d'érosion tertiaire. A l'Ouest d'une ligne jalonnée par Liorac, Cendrieux, la Gélie et Périgueux, il se confond avec des surfaces d'érosion postérieures, ou bien, passant à une altitude inférieure, il disparaît, fossilisé par les dépôts de couverture. Ainsi, sous les forêts de Liorac et de Montclard, il n'atteint guère plus de 100 mètres d'altitude, tandis que des niveaux plus récents recoupent le sidérolithique à 120 mètres environ. Autour de Vergt et de Villamblard, il se tient à 180-200 mètres, mais il est difficile de le distinguer du niveau que recouvrent les sables du Périgord.

Il se dégage avec quelque netteté, au Nord du Bugue, au Signal du Puy-Donon (248 mètres) (photo VIII), au Pech de Dognon (250 mètres) et vers la Gélie (250 mètres). De Rouffignac à Thenon, il coïncide avec les croupes qui séparent le bassin de la Vézère de celui de l'Isle et il se maintient à 260 et 280 mètres d'altitude. Plus au Nord, autour de Montagnac-d'Auberoche et de Saint-Orse, il est encore à 260 mètres, mais il est très démantelé par les vagues d'érosion postérieures et se trouve réduit à quelques rares sommets : les Faucons (260 mètres), Loquessie (280 mètres). Il effleure le massif cristallin de Châtres qu'il recoupe par 330 mètres, à Larre, à Beaulieu, aux Nibous (fig. 16). Il coïncide avec les sommets des buttes-témoins liasiques de Saint-Robert (350 mètres) et d'Ayen (354 mètres) et il s'appuie sur le massif granitique de Sanas-Montchabrol (fig. 10), autour de 360 mètres d'altitude. Il laisse ainsi, bien au-dessous de lui, les croupes du Bassin de Brive qui n'atteignent pas 300 mètres; le dépôt oligocène de Vieillemare, identifié parfois avec du sidérolithique, est en réalité un dépôt de transport plus récent, contemporain des sables du Périgord.

Au Nord de Montchabrol, vers Saint-Memin, Savignac-Lédrier et Saint-Cyr-les-Campagnes, la surface éocène nivelle, avec quelque monotonie, les hauteurs de la Vaurie (350 mètres) et de la Côte (359 mètres) et se rattache vers Beyssenac et Ségur, au premier des niveaux tertiaires que M. Perpillou a décelé en Limousin et dont il fixe l'altitude à 400 mètres, près du confluent de la Boucheuse et de l'Auvézère [212].

Entre les vallées de l'Isle et de l'Auvézère et la vallée de la Dronne. — Au Nord de la vallée de l'Isle et de l'Auvézère, on ne rencontre plus guère de dépôts sidérolithiques et l'altitude, de plus en plus faible des croupes, ne permet plus de retrouver dans le Nord du Périgord, comme dans le Sud, de nombreux fragments de la surface d'érosion éocène. Entre l'Auvézère et l'Isle, on ne peut lui attribuer que les hauteurs du hameau de Saint-Michel, à 281 mètres au-dessus du niveau de la mer avec une coiffe d'argiles versicolores. Plus loin, vers le Nord-Est, le dos de terrain qui porte Saint-Raphaël, près d'Excideuil, lui appartient également et, par là, on gagne vers Preyssac la surface du cristallin à 350 mètres d'altitude, au même niveau que le massif de Sanas-Montchabrol; on est donc bien de nouveau sur la plate-forme d'érosion éocène, déjà identifiée à une altitude semblable entre Génis et Saint-Cyr-les-Campagnes et autour de Cognac (fig. 3).

Au Nord-Ouest de l'Isle et de Périgueux, l'altitude ne dépasse pas 220 mètres jusqu'auprès de Thiviers; les alentours de Sorges et de Cornille ne sont recouverts que de sables du Périgord et de graviers pliocènes; la surface d'érosion éocène n'existe donc plus dans cette région périgourdine; elle a été détruite par des épicycles postérieurs à celui qui lui a donné naissance. Pour la retrouver, il faut pénétrer sur les terrains cristallins, au Nord d'Excideuil et de Thiviers; à Nanthiat, vers 300 mètres d'altitude, au hameau des Champs, à 320 mètres, puis autour de Jumilhac et de Sarlande, par 350 mètres d'altitude, on retrouve, couverts de dépôts sidérolithiques, des plateaux que leur allure subhorizontale permet d'attribuer au niveau d'érosion éocène, bien conservé ici sur des roches dures, où la morsure des cours d'eau quaternaires a été relativement réduite (fig. 29).

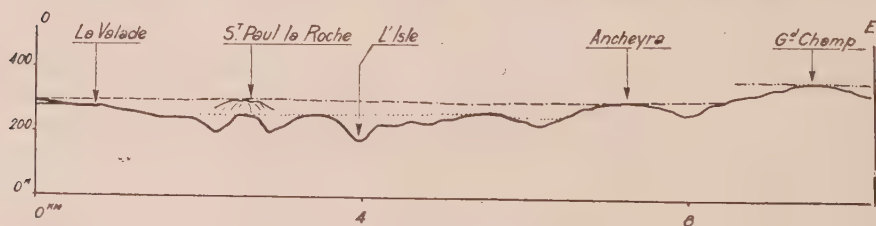


Fig. 29. — LES NIVEAUX D'ÉROSION TERTIAIRES
AUTOUR DE LA VALLÉE DE L'ISLE VERS JUMILHAC.

Entre l'Isle et la Dronne, en bordure de la Double, quelques pentes de collines, près de Siorac-de-Ribérac et de Saint-Vincent-de-Connezac, appartiennent au niveau éocène ramené à jour par le jeu de l'érosion différentielle. Mais au Nord-Est de cette zone restreinte, il est difficile d'en retrouver d'autres traces. Peut-être Puy-de-Fourche, à 230 mètres au-dessus du zéro marin, se rapproche-t-il de la surface détruite qui se situe vers 270 à 280 mètres d'altitude absolue autour de Brantôme, soit à 40 et 50 mètres environ au-dessus des plus hautes collines actuelles. Pour retrouver le prolongement des replats éocènes de Siorac-de-Ribérac, il faut atteindre le Limousin au Nord de Milhac et de Saint-Pardoux. Là, brus-

quement, le relief passe de 250 mètres à 300 mètres d'altitude; vers Miallet, il est à 320 mètres et à Dournazac et Bussière-Galant à 400. Ce sont bien les mêmes altitudes que l'on a relevées vers Jumilhac et Lanouaille, sur la surface d'érosion éocène. M. Perpillou les retrouve dans cette région et des dépôts de sidérolithique, dans les bois de Piaulet, au Nord de Firbeix, confirment son opinion (photo IV et [212]).

Toutefois, au-dessus de cette vieille surface qui se profile sur l'horizon septentrional de Thiviers, sans dénivellation notable, quelques collines dessinent des reliefs étranges. Ce sont les Monts de Chalus qui s'élèvent à 500 mètres au Puy-Counieux (photo I), à 546 mètres dans la forêt de Lastours et à 551 mètres au Signal de Courbefy. Ils dominent ainsi de 100 à 150 mètres la surface d'érosion éocène. On a pu identifier, sur leurs sommets, une surface d'érosion antérieure que l'on a datée du Cénomanién. Mais l'érosion ayant démantelé cette pénélaine crétacée à la fin de l'âge secondaire, ses débris ou ses « relictés » ont subsisté au-dessus de la surface d'érosion tertiaire. La nature des roches cristallines qui les constituent (surtout des granites), leur forme arrondie, avec des pentes plus vives vers le bas que vers le haut, les feraient ressembler, si la végétation qui les couvre n'en altérerait pas les lignes, aux blocs arrondis qui subsistent çà et là dans le Soudan et l'Angola au milieu des plaines couvertes de latérite. Débris méconnaissables de la surface d'érosion cénomaniénne, les hauteurs de Courbefy et de Puy-Counieux, qui se dressent au Nord de Miallet et de Jumilhac, peuvent être considérées, au même titre que Puy-la-Garde et Puy-d'Auzon en Sarladais, comme des « inselbergs » de la surface sidérolithique.

Au delà de la Dronne. — Au Nord-Ouest de la Dronne, plus encore qu'autour de Négrondes et de Brantôme, l'altitude actuelle et la nature des dépôts tertiaires ne permettent pas de retrouver les traces du niveau d'érosion éocène. Entre Verteillac et Mareuil, le relief ne dépasse pas 200 mètres; c'est trop peu pour une surface d'érosion qui est déjà à 200 mètres d'altitude au Sud de Ribérac, que l'on trouve à 253 mètres sur une butte isolée au Nord de Paussac et à 300-320 mètres à Saint-Saud-Lacoussière. A l'extrême limite du Périgord septentrional, elle atteint 350 mètres à Pensol et se raccorde avec le niveau de 400 mètres auprès de Chalus [212].

En résumé, la surface d'érosion éocène n'existe plus au Nord-Ouest du Périgord; elle est démantelée au centre de la région par les épicycles postérieurs et les vallées quaternaires; elle est mieux conservée dans le Limousin méridional et le Sarladais où ses « inselbergs » subsistent encore. Vers l'Ouest et le Sud-Ouest, elle passe sous les sables de la Double et du Landais et sous les formations lacustres et palustres du Bergeracois.

7° L'EXTENSION DE LA SURFACE D'ÉROSION ÉOCÈNE AUTOUR DU PÉRIGORD.

Pour compléter l'étude de la surface d'érosion éocène en Périgord, il est bon de la relier aux autres surfaces d'érosion de même âge qui ont été

décrites dans les régions du pourtour. Après M. Baulig, M. Perpillou dans le Limousin, M. Clozier dans le Quercy et M. Meynier dans le Ségala ont procédé à des recherches fructueuses. Vers l'Ouest et le Sud-Ouest, divers sondages et les travaux de M. Fabre, dans le Médoc, permettent de suivre la surface sidérolithique jusqu'au centre du Bassin Aquitain.

a) *Sur les Causses du Quercy.*

A la page 167 de son étude sur la morphologie des Causses du Quercy, M. Clozier a dressé la carte des « relictés » de la surface d'érosion éocène [84]. Aux confins du Périgord et du Quercy, la liaison est facile à établir entre les surfaces qui portent, de part et d'autre, des sables ferrugineux et des argiles versicolores. Au Nord de la Dordogne, elle s'effectue entre 300 et 330 mètres, autour de Salignac, de Borrèze, de Nadaillac-le-Sec et de Cressensac. De là, la carte de M. Clozier montre le niveau d'érosion tertiaire s'élevant à 360 mètres au pied du massif de la Ramière qui le domine d'une centaine de mètres et qui doit être un inselberg de vastes dimensions et un fragment de la pénéplaine cénomaniennne. Au delà des vallées de la Sourdoire et de la Tourmente, la surface d'érosion éocène passe sur les gneiss et les phyllades du Limousin méridional. Elle atteint environ 500 mètres autour de Beynat où M. Perpillou l'a identifiée et assimilée aux plateaux de Tulle et d'Uzerche [212].

Au Sud de la Dordogne, M. Clozier fixe le premier niveau d'érosion tertiaire à 350 mètres vers Lavercaillère et Gourdon; c'est exactement la même altitude que l'on a assignée plus haut à la surface éocène, au Sud-Est de Domme, près des confins du Périgord et du Quercy. La liaison est donc facile à établir. Vers l'Est, ce premier niveau d'érosion tertiaire atteint 440 mètres vers Labastide-Murat, où des argiles versicolores ont permis de l'identifier. Puis il disparaît dans le Limargue où l'érosion récente l'a complètement détruit; il subit de vigoureuses flexures à proximité de la faille de Villefranche : à Caylus, il n'est plus qu'à 330 mètres et à 140 mètres seulement dans le bassin de Varens. Mais il se relève rapidement sur le Ségala où M. Meynier le retrouve vers 600 mètres d'altitude [191].

En bordure des terrains tertiaires du Bas-Quercy, cette surface d'érosion s'infléchit sous l'Oligocène. Au moulin de Veylats, elle passe sous des buttes d'Aquitainien inférieur, à 310 mètres d'altitude; elle conserve ce niveau au Sud-Ouest de Cahors (305 mètres au Sud de Villesèque, sur la route de Cahors à Agen); mais au Boulvé, près de Tournon-d'Agenais, elle descend rapidement à 127 mètres seulement d'altitude et disparaît sous les terrains de l'Agenais [10].

b) *Sur le Ségala.*

Au delà des terrains sédimentaires du Quercy, M. Meynier, en précisant les premières indications de M. Baulig, a retrouvé un niveau d'érosion, recouvert de dépôts éocènes, vers 600 mètres d'altitude sur le Ségala. Par son altitude et surtout par la nature des dépôts qui le recouvrent, on peut l'assimiler à la surface éocène des Causses du Quercy, prolongement

du premier niveau d'érosion tertiaire périgourdin. Dominé par des surfaces d'érosion plus anciennes, plate-forme du Levézou et niveau intermédiaire cénomanien de Valence-d'Albigeois, ce nouveau relief cyclique porte le nom de plate-forme du Ségala. M. Meynier en étudie l'extension et les déformations. Il le découvre à 170 mètres seulement d'altitude dans le Bassin d'Asprières, au pied de la faille de Villefranche et le suit à l'intérieur du Massif Central où il se réduit, le long du Lot et de la Truyère, à de simples couloirs d'érosion (a). L'épicycle, qui lui a donné naissance, et qui n'a pu aboutir à la formation d'une pénéplaine parfaite, a remonté le cours du Lot et de la Truyère et déterminé sur ces rivières des ruptures de pente. Dans les gorges de Sainte-Hélène sur le Lot, en aval de Mende, elles atteignent 750 mètres d'altitude et vers le viaduc de Garabit elles sont à 714 mètres d'altitude sur la Truyère (tableau I, p. 190 et [83]).

M. Meynier attribue les déformations de la pénéplaine du Ségala aux mouvements stampiens qui déterminèrent les premières rides alpines et firent surgir les plis de fond des Pyrénées. Semblable explication vaut peut-être pour les dénivellations qui ont affecté en Périgord la surface d'érosion éocène. Il en sera question plus loin.

c) *En Limousin.*

On a vu plus haut la surface d'érosion éocène atteignant 360 mètres vers Lanouaille et Jumilhac et passant au pied des hauteurs de Courbefy à une altitude de 400 mètres. Elle s'insinue, par de larges vallées mûres, entre les croupes de Puy-Counieux (photo I), de Piaulet et des Cars; elle entoure les monts d'Ambazac par des plateaux de 450 mètres d'altitude [212]. M. Perpillou les raccorde à ceux de Saint-Yrieix et de Lubersac, vers 420 et 440 mètres, et à ceux de Tulle qui atteignent 480 mètres. Au Nord du Limousin, on retrouve ce même niveau d'érosion, parsemé de formations latéritiques, à 440 mètres autour de Sainte-Feyre et de Guéret, à 460-480 mètres vers Felletin et Aubusson.

Les plateaux de Tulle et d'Uzerche butent contre les plateaux d'Egletons, de Treignac et de la Haute-Xaintrie qui les dominent de 200 mètres environ et appartiennent, comme on l'a vu plus haut, à la pénéplaine cénomanienne. La surface d'érosion éocène y pénètre le long des vallées; par des couloirs d'érosion qui, disséqués, ont laissé des replats à 200 ou 300 mètres d'altitude relative au-dessus des thalwegs actuels. En les raccordant par des profils transversaux, on reconstitue des vallées, mûres vers l'aval, de plus en plus étroites vers l'amont et qui aboutissent à des ruptures de pente sur le profil longitudinal actuel des cours d'eau. Ainsi, sur la Vézère, la vague d'érosion, qui a donné naissance au niveau éocène, a atteint 620 mètres d'altitude au Saut de la Virolle, en amont de Treignac; elle se trouve à 660 mètres sur la Corrèze, au pont que traverse la

(a) Il est normal de considérer la surface d'érosion éocène comme une succession de formes dues à des forces d'érosion différentes. Si en Périgord, en Quercy et en bordure du Limousin et du Ségala l'érosion chimique avec formation de sidérolithique était prépondérante, vers l'amont sur les pentes du massif cristallin, l'érosion par ruissellement et cours d'eau devait l'emporter.

route de Saint-Yrieix-le-Déjalat à Treignac; sur la Dordogne elle atteint une altitude sensiblement plus élevée, à cause probablement du débit plus abondant de la rivière; on peut la fixer à 730 mètres, en aval de Saint-Sauve (voir le tableau n° 1, fig. 31 et 46).

Ainsi, du Sud-Est au Nord-Est du Périgord, la surface d'érosion éocène se prolonge au-dessus des Causses du Quercy, vers le Ségala et le Limousin, jusqu'au pied de reliefs cycliques plus anciens; hauts plateaux d'Egletons et Montagne limousine, plate-forme du Lévezou et niveau intermédiaire de Valence-d'Albigeois. Si on la met en parallèle avec les résultats déjà obtenus par d'autres recherches, elle paraît correspondre au second cycle de M. Demangeon sur les plateaux de la Besse en Limousin; elle appartient au niveau éocène n° II de M. Baulig; dans son cycle IIa des plateaux de Tulle et d'Uzerche, M. Perpillon ne la distingue pas de la surface d'érosion postérieure que recouvrent les sables du Périgord. Pour M. Meynier, c'est l'équivalent de la plate-forme du Ségala, et M. Clozier en a fait son premier niveau d'érosion tertiaire, à 440 mètres d'altitude autour de la Bastide-Murat.

d) *Vers l'Ouest et le Sud-Ouest*

La surface d'érosion éocène se prolonge vers l'Ouest et le Sud-Ouest sur les terrains secondaires du Bassin Aquitain sans qu'il soit possible de lui assigner un niveau de base (a). Dans l'Angoumois et la Saintonge, elle a été emportée, comme en Ribéracois, par les cycles d'érosion plus récents. On la retrouve cependant à quinze kilomètres à l'Ouest de la Roche-Chalais, près de la Clotte, à 40 mètres d'altitude. Elle affleure sous les sables du Périgord et on l'identifie grâce à sa couverture d'argiles versicolores et de minéral de fer à grains polis. Cette réapparition, au sein de la Double charentaise, correspond à un léger relèvement des couches crétacées et de la surface d'érosion qui les nivelle; c'est le prolongement vers le Sud-Est de l'anticlinal des Charentes qui passe par Saujon, Gémozac et qui fait sentir son influence jusqu'auprès de Coutras. Vers l'Est, au contraire, le niveau d'érosion éocène s'enfonce sous la Double périgourdine et la vallée de l'Isle. Des sondages effectués à Saint-Barthélémy-de-Bellegarde et à Servanches révèlent sa présence à 4 et 5 mètres d'altitude absolue (fig. 25 et 30).

Dans l'Agenais, le sondage, effectué à Agen pour créer un puits artésien, a permis de retrouver les argiles versicolores à — 318 mètres d'altitude; c'est la preuve d'un mouvement d'affaissement sous l'influence de pressions verticales plutôt que de poussées latérales et l'on trouve là, une fois de plus, la confirmation de la présence d'une aire de subsidence dans le Bassin Aquitain.

Enfin, dans le Bordelais, les travaux de M. Fabre ont permis d'aboutir à des conclusions très précises, non seulement sur la présence indiscutable

(a) Pour une surface d'érosion due surtout à la décomposition chimique des roches il n'est pas d'ailleurs nécessaire d'envisager un niveau de base; la décomposition se poursuit, selon la nature des roches, jusqu'au moment où les dépôts superficiels constituent une protection suffisante contre l'attaque des agents chimiques.

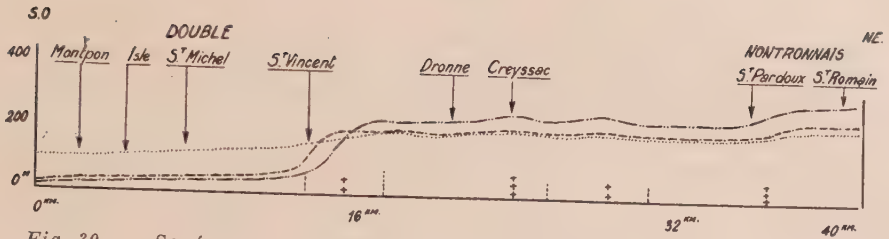


Fig. 30. — SCHÉMA DES RELATIONS DES TROIS SURFACES D'ÉROSION TERTIAIRES DU NONTRONNAIS A LA DOUBLE.
(Intersection à l'Est de Saint-Vincent.)

d'un niveau d'érosion éocène sous les terrains tertiaires du Médoc, mais également sur les déformations de ce niveau [118]. A 96 mètres au-dessous du niveau de la mer, à Château-Vigneau, dans le prolongement de l'anticlinal de Landiras, à — 150 mètres à Lamarque, à — 314 mètres à Pauillac, à — 211 mètres à Saint-Yzans et à — 72 mètres seulement au Verdon, on trouve, au-dessus du Crétacé supérieur, un complexe détritique avec des sables verts, glauconieux à la base et, au sommet, des argiles sableuses, rougeâtres, puis des sables argileux gris ou verts sous les sables nummulithiques du Cuisien. Leur épaisseur de 15 à 20 mètres, leur situation par rapport au Crétacé et leur nature latéritique permettent d'assimiler ces dépôts au sidérolithique périgourdin et non à d'éventuels dépôts de rivage.

Les variations d'altitude que l'on constate dans les divers sondages correspondent, d'après M. Fabre, à des déformations de la pénéplaine post-crétacée qui les supporte. Ces déformations s'orientent soit du Sud-Est au Nord-Ouest comme les anticlinaux des Charentes, de Listrac et de Villagrains, soit du Sud-Ouest au Nord-Est comme les anticlinaux de Couquèques, de Pauillac, de Blaye et de Bruges. On retrouve ici les deux directions, sud-armoricaine et varisque, déjà relevées en Périgord. Elles mettent en évidence un style tectonique commun à tout l'ensemble du Bassin Aquitain septentrional et montrent bien, à l'appui de ce que l'on a avancé plus haut, que, si au pied du Limousin les zones de consolidation ou de rigidité de l'écorce terrestre ont progressé d'ère en ère vers la vallée de la Garonne, il n'en subsistait pas moins toujours, dans le Bordelais et le Médoc, au début de l'ère tertiaire, une zone de subsidence bien marquée, une aire d'affaissement que M. Fabre appelle le « Golfe girondin » [118].

CONCLUSION.

De tous les niveaux d'érosion tertiaires la pénéplaine éocène est la plus net et le plus étendu. Elle a débuté en Périgord sur les sédiments découverts par le retrait des mers crétacées et elle s'est étalée jusqu'au centre de Limousin et du Massif Central méridional. L'épicycle, qui lui a donné naissance, est encore en pleine action dans les rapides de la Virole sur la Vézère et de Sainte-Hélène sur le Lot (fig. 46).

Elle se distingue également des niveaux d'érosion postérieurs par les

modalités de sa formation et la qualité de ses dépôts. Elle n'a subi l'érosion fluviale que le long de sa bordure orientale, au pied des anciens reliefs résiduels des cycles antérieurs et autour de quelques blocs de roche particulièrement résistante. Partout ailleurs, dès le début, sa faible pente, son absence de relations avec un niveau de base même lointain et de faible dénivellation, l'ont préservée du ruissellement torrentiel. Sous un climat semi-aride, de nature tropicale, elle a subi une profonde décomposition superficielle qui l'a recouverte d'une vingtaine de mètres de sables ferrugineux et d'argiles latéritiques, après élimination du carbonate de calcium.

La surface ainsi fossilisée, presque horizontale dans ses grandes lignes, demeurerait cependant variée dans ses détails, parsemée de cavités rapidement comblées de matériaux meubles et d'inselbergs émergeant au-dessus de croûtes riches en fer et en alumine.

Les déformations, qui l'ont affectée, paraissent plus récentes que sa fossilisation; celle-ci correspond, en effet, entre le Montien et le Ludien, à une longue période de calme. Mais plus tard, sous l'influence de l'accumulation de nouveaux dépôts (sables du Périgord, dépôts lacustres, palustres ou marins de l'Agenais et du Bordelais), et par suite du contre-coup des plissements pyrénéens et alpins, il s'est créé de nouvelles aires de subsidence et d'anciens accidents ont rejoué.

Ces gauchissements, ondulations et flexures, ne peuvent être décelés sur les terrains cristallins du Massif Central, devenu un horst rigide. Mais en bordure du Limousin et surtout du Ségala, les fléchissements atteignent de 100 à 500 mètres. En Périgord, les ondulations, relevées çà et là, paraissent se calquer exactement sur les accidents de direction varisque et armoricaine, déjà décelés dans la plate-forme d'érosion cénomannienne; leur ampleur seule est moindre.

Vers le Sud-Ouest, les flexures et les synclinaux s'accroissent et font passer la surface d'érosion éocène sous les sables de la Double et les calcaires ludiens du Bergeracois. On la retrouve à plus de 300 mètres de profondeur à Agen et à Pauillac. Les plis qui la sillonnent s'orientent, comme en Périgord, vers le Nord-Ouest et le Nord-Est, mais leur ampleur s'accroît à mesure que l'on se rapproche de la grande zone de subsidence du « Golfe girondin », entre Bordeaux et Arcachon.

Ainsi la partie septentrionale du Bassin Aquitain apparaît comme une région de fléchissement de l'écorce terrestre au pied du horst cristallin du Limousin et du Ségala. D'ère en ère, la rigidité du substratum gagne vers le Sud-Ouest. Au début du Secondaire, elle n'atteignait que la ligne jalonnée par Nontron, Thiviers, Terrasson, Turenne, Saint-Céré et la faille de Villefranche. Au début du Tertiaire, elle parvient à la bordure orientale de la Double, du Bergeracois et du Bas-Quercy.

La pénéplaine éocène, exhumée et disséquée, joue encore un rôle important dans le relief du Périgord méridional. Elle nivelle le sommet des plus hautes collines; quelques croupes, anciens inselbergs, la surmontent çà et là au Nord de Sarlat. Dans le Périgord Central, elle est moins visible, soit parce qu'elle est encore enfouie sous les sables oligocènes, soit parce qu'elle est réduite à l'état de minces crêtes par les ravinements

quaternaires. Au Nord-Ouest de Périgueux, entre la Double et le Nontronnais, elle a disparu, emportée par les épicycles postérieurs. Elle n'est bien conservée que sur les confins du Périgord et du Limousin, vers Lanouaille et Miallet, où de vastes plateaux lui appartiennent en entier et où, de nouveau, des inselbergs la dominent d'une centaine de mètres. Telle s'inscrit, dans les grandes lignes du relief actuel, la plus ancienne des surfaces d'érosion tertiaires.

§ III. — LE NIVEAU D'ÉROSION PRESTAMPIEN

1° LES PREUVES DE SON EXISTENCE.

La surface d'érosion éocène ne permet pas d'expliquer tous les reliefs cycliques du Périgord. En particulier, les niveaux qui recoupent les strates crétacées autour de Ribérac et de Brantôme ne lui appartiennent pas à cause de leur trop faible altitude. Le long des vallées de la Dordogne et de la Vézère, des replats situés au-dessous des plus hauts sommets ne peuvent également lui être attribués (fig. 27 et 28). Enfin il existe à la surface du Périgord des masses considérables de dépôts très différents du Sidérolithique par leur origine, par leur âge et par leur situation sur la tranche des étages jurassiques et crétacés. Ce sont des sables, dits du Périgord, qui fossilisent une nouvelle surface d'érosion. Très abondants dans la Double et le Landais, ils recouvrent le sidérolithique jusque dans la région de Ladouze et de la Forêt Barade. Au delà ils passent peu à peu sur les replats situés en contre-bas de la surface d'érosion éocène. Ils sont donc en discordance sur le sidérolithique et ils témoignent, entre la formation des argiles éocènes et le moment de leur dépôt, d'une période d'érosion et de dénudation, d'un second épicycle que l'on peut analyser grâce aux terrains qui le recouvrent et qu'il convient donc de décrire.

2° LES SABLES DU PÉRIGORD.

a) *Faciès et Origine* [42, 114, 228].

Comme le sidérolithique, les sables du Périgord présentent divers faciès selon qu'ils sont en place ou qu'ils ont été modifiés postérieurement à leur dépôt. Lorsqu'ils n'ont pas subi d'altération profonde, dans la Double et le Landais, au fond des carrières où on les exploite, ils apparaissent comme des éléments de transport accumulés à la surface d'une région de « piedmont » par des cours d'eau torrentiels. Ils sont constitués de sables et de graviers siliceux, d'argiles feldspathiques et de quelques galets de quartz; le tout est disposé en lits irréguliers, selon une stratification entrecroisée. Dans le Sarladais et le « Pays au Bois » de Belvès ils se mêlent à des dépôts de décalcification : sables fins du Santonien avec silex lie de vin et argiles rougeâtres sans éléments glauconieux ni débris de cuirasse latéritique, ce qui permet de les distinguer du sidérolithique.

Un point important mérite d'être signalé : c'est l'absence totale, dans

ces dépôts de transport, de roches volcaniques, de galets de basalte ou d'andésite. Ils sont donc antérieurs au Miocène qui a été l'époque géologique où ont surgi les premières éruptions volcaniques du Massif Central. Mais leurs premiers éléments, quartzeux et feldspathiques, ne laissent aucun doute sur leur origine. Les argiles blanchâtres de la Double, les sables du Landais proviennent de la décomposition des granites du Nontronnais et des gneiss de Jumilhac : les graviers et les galets ont été arrachés aux schistes cristallins de Lanouaille qui sont injectés de quartz, aux gneiss granulitisés de la Forêt de Vieillecourt qui est comme la source des galets que l'on suit le long des vallées à travers le Périgord. Vers l'amont, près de Saint-Pierre et de Sainte-Marie-de-Frugie, ces galets atteignent la grosseur de la tête; en Double, ils sont comme des noix ou des noisettes.

Toutefois, une partie de ces dépôts, sables et argiles, proviennent de la décomposition des calcaires sous-jacents; les éléments en sont plus menus et leur richesse en oxyde de fer plus grande. En définitive, ce sont encore des sables et des argiles descendus du Massif Central, mais qui ont passé par le stade de la sédimentation jurassique ou crétacée avant de s'insérer dans la masse des sables du Périgord. Matériaux de transport et formations éluviales s'accumulaient sous un climat tropical presque semblable à celui qui avait régné au moment où se formait la surface sidérolithique; il était cependant plus humide que le climat éocène, avec de plus longues périodes de pluies. Et surtout, par suite de mouvements épéirogéniques, dont il sera question plus loin, la pente de la région s'était accentuée depuis le début du Tertiaire et favorisait le ruissellement et le transport de grandes quantités d'alluvions. Le Périgord jouait alors le rôle d'un vaste « piedmont » au Sud-Ouest du Massif Central, se décomposant en zones d'érosion ou « pediments » et en zones d'accumulation analogues à des « playas » ou des « bayadas ».

Argiles blanches et sables gris ou rouges ne sont que l'un des faciès des sables du Périgord, celui des formations en place que rien n'est venu altérer. En bien des points, les matériaux descendus du Massif Central ont été modifiés dans leur structure physique et même dans leur nature chimique. En particulier, les argiles, provenant de la décomposition des feldspaths, se sont profondément transformées sous des dépôts épais de plusieurs dizaines de mètres, dans des solutions aqueuses chargées de silicates d'alumine, d'hydrates ferreux et de carbonate de calcium. Dans un tel milieu peuvent se produire des phénomènes de floculation et des précipitations chimiques; les particules d'argile, si fines qu'elles deviennent des substances colloïdales, se chargent d'ions positifs et d'ions négatifs; elles s'attirent les unes les autres et un triage, accompagné de décantation, peut se produire. Ainsi s'expliquent les poches de kaolin des Eyzies, de Vergt et d'Echourgnac et les masses ocreuses que l'on exploite autour de Prats-du-Périgord. Ocre et kaolin se retrouvent d'ailleurs indifféremment dans le sidérolithique et dans les sables du Périgord.

Un phénomène plus commun s'est produit dans les argiles de la Double et du Landais. En quelques points elles se sont chargées de silice et ont pris une consistance très dure, analogue à celle de la gaize en Argonne

et de la guerluche dans les Landes; la ressemblance de cette roche avec le silex l'a fait dénommer « pierre à fusil ».

Les sables, par ruissellement, ont été arrachés aux argiles et se sont déposés dans des cavités où les remous les transportaient. Ils s'y sont accumulés en lits irréguliers que l'on exploite pour la fabrication des mortiers de chaux. Parfois, des infiltrations ou des remontées d'eaux, chargées de sels calcaires ou siliceux, les ont agglomérés en grès très durs comme ceux de la forêt de Liorac semblables à ceux de la forêt de Fontainebleau étudiés par M^{re} Alimen [20]. Parfois, ce sont des graviers ou des galets de quartz qui sont cimentés en une sorte de poudingue très résistante. Témoignage de l'ancienneté de ces formations, les blocs de quartz qu'elles contiennent, arrondis et usés, sont presque toujours profondément altérés, rubéfiés par des sels de fer qui leur donnent une teinte rougeâtre ou terreuse.

Enfin, quelques dépôts, contemporains des sables du Périgord, ont subi des altérations témoignant des conditions climatiques qui ont déterminé leur évolution. Il s'agit en particulier des meulières de Bord, de la Bessède et de la Forêt Barade. A Bord, près de Domme, et dans la Bessède, elles forment des plaques continues à la surface du sidérolithique (fig. 20 et 26); dans la Forêt Barade, il ne s'agit que de fragments de roche meuliérisée, dispersés çà et là. Quoi qu'il en soit, ces dépôts contiennent « *Nystia Duchastelli* » et s'apparentent aux calcaires sannoisiens du Bergeracois, en particulier aux calcaires de Castillon [148]. Or, ceux-ci, en bordure des terrains tertiaires qui s'étendent entre Dordogne et Lot, apparaissent assez fortement meuliérisés, tandis que sous les calcaires de Monbazillac et les mollasses de l'Agenais, ils conservent leur aspect amorphe et blanchâtre. On peut donc admettre que les meulières de Bessède et de Bord ne sont que le prolongement vers l'Est des calcaires de Castillon [53]. A l'origine elles avaient un faciès calcaire, mais elles l'ont perdu par la suite, sous l'influence d'une intense décalcification et d'une concentration de la silice. Elles sont creusées d'alvéoles garnies d'argile rouge, résidu probable des calcaires dissous, tandis que la silice s'est concentrée en masses transparentes et très dures, semblables aux meulières de Beauce et de Brie dans le Bassin Parisien.

Toutes ces transformations, physiques et chimiques, montrent l'importance de l'érosion subaérienne à la surface des sables du Périgord et du niveau d'érosion qu'ils recouvrent. Il convient de distinguer maintenant, par l'âge et l'origine, ce niveau d'érosion de la surface éocène avec laquelle on le confond souvent.

b) *L'âge des sables du Périgord.*

En déterminant l'âge des sables du Périgord on fixe du même coup l'âge de la surface d'érosion qu'ils recouvrent, car on peut admettre que cette surface a évolué vers une pénéplaine parfaite jusqu'au moment où elle a été enfouie sous plusieurs dizaines de mètres de dépôts accumulés sur elle par les cours d'eau descendus du Massif Central et que de zone d'érosion elle est devenue zone d'accumulation.

Pour les sables du Périgord, comme pour le sidérolithique, l'âge ne peut être fixé ni à l'aide de fossiles ni à l'aide de plantes réduites en lignite, ni même en s'appuyant sur des variations de climat. Toutes ces indications chronologiques font défaut dans ces formations continentales; seules les meulières de Bessède et de Bord et les calcaires des Gunies, grâce à « *Nystia Duchastelli* » et à « *Bithinia Monthiersi* », ont été apparentés aux calcaires sannoisiens de Castillon. Mais ces dépôts lacustres, contemporains des sables du Périgord, ne représentent qu'une phase très courte dans la sédimentation de la région au cours de l'Oligocène; les dépôts de la Double et du Landais constituent une série compréhensive de bien plus longue durée.

C'est en étudiant le passage latéral de ces argiles et de ces sables aux sédiments marins et lacustres du Bergeracois que l'on peut parvenir à fixer l'âge approximatif de leur accumulation en Périgord. A l'Ouest du Landais, entre Villefranche-de-Longchapt et Le Fleix, les sables du Périgord sont recouverts par des plaques de calcaire à astéries, formation marine fortement transgressive, qui date du Stampien. La limite supérieure des dépôts continentaux du Landais date donc au plus tard du Stampien [53].

Au-dessous de cette limite on voit les sables du Périgord passer latéralement à des formations de plus en plus anciennes : calcaire sannoisien de Castillon, calcaire ludien d'Issigeac et même calcaire lutétien de Blaye. Or, le calcaire de Blaye marque le début d'une transgression marine. Il est en discordance sur les sables nummulithiques du Golfe girondin. Cette discordance traduit la fossilisation d'une surface d'érosion prélutétienne, et comme elle s'étend, ainsi qu'on l'a vu plus haut, entre les sables du Périgord et le sidérolithique, on pourrait en déduire que, la limite inférieure de ces sables étant lutétienne, la surface qu'ils recouvrent est prélutétienne. Mais il s'agit de dépôts de transport et non de résidus provenant de la décomposition chimique. Pendant leur mise en place, l'érosion sub-aérienne a pu continuer son œuvre, usant les aspérités d'un relief à pente assez vive et créant une surface qui tendait à devenir, en recoupant sidérolithique et calcaires secondaires, une pénélaine à peu près parfaite. Dans ces conditions, la surface d'érosion que recouvrent les sables du Périgord a évolué jusqu'à la fin de leur dépôt, c'est-à-dire jusqu'au Stampien. L'épicycle qui lui a donné naissance a pu débiter au cours du dépôt des sables nummulithiques, du Thanétien au Cuisien. Mais comme cette période a été calme, que les conditions favorables à la formation du sidérolithique se sont maintenues, on peut admettre, comme on le verra plus loin, que l'érosion par ruissellement et ravinement n'a repris son œuvre qu'au Lutétien. C'est donc du Lutétien au Stampien que s'étend la période où les sables du Périgord descendaient du Massif Central et la surface qu'ils fossilisaient peut être qualifiée de « Préstampienne ».

c) *Extension des sables du Périgord.*

Les sables du Périgord ne recouvrent pas uniformément toute la région dont ils portent le nom. On en trouve de nombreux dépôts sur les ter-

rains cristallins du Périgord septentrional, à Vialotte près de Saint-Paul-Laroche, à Saint-Martin-de-Fressengeas et autour de Saint-Pardoux. On les distingue du sidérolithique par leur faciès et leur altitude plus basse.

Sur les Causses du Quercy, ils dessinent de minces et longues traînées, avec des éléments très différents de ceux du sidérolithique. M. Clozier les a décrits avec beaucoup de précision [84]; ce sont des dépôts sableux, rougeâtres, à galets de quartz avec une patine jaunâtre et très roulés; ces dépôts reposent toujours, là où il subsiste, sur le sidérolithique. Ils lui sont donc postérieurs. Mais au Nord de Lalbenque, dans le Quercy, ils passent sous les calcaires de Cieurac qui sont stampiens.

On ne les trouve ni dans le « Pays au Bois » de Belvès, ni dans le Sarladais. Sans doute, les sables très fins, qui recouvrent tant de replats autour de Sarlat et de Villefranche-du-Périgord, en contre-bas de la surface sidérolithique, doivent-ils être contemporains des argiles de la Double; mais ils se sont formés localement aux dépens des grès coniaciens et santoniens. Il semble que les grands organismes fluviaux, qui démantelaient le Limousin, aient contourné le Sarladais et le Sud du Périgord pour répandre leurs alluvions au Nord vers Périgueux et au Sud vers les confins du Causse et du Bas-Quercy. Seules les meulières de Bord, de Bessède et des Gunies sont contemporaines, dans le « Pays au Bois » de Belvès, des sables du Périgord.

Dans le Ribéracois et autour de Vergt, les dépôts oligocènes couvrent une étendue qui va s'accroissant vers le Sud-Ouest. Ils sont particulièrement abondants dans les régions boisées de Vaunac, de Château-l'Evêque, de Villars et de la Rochebeaucourt, au Nord de Périgueux. Au Sud ils s'étalent sur de vastes surfaces entre la Forêt Barade et la vallée de la Crempse, en passant par la région de Vergt. Enfin, dans la Double et le Landais, ils recouvrent complètement le substratum crétacé et s'entassent sur 60 à 80 mètres d'épaisseur autour d'Echourgnac et de Bosset. De là, ils s'étendent sur la Double charentaise jusqu'à une ligne passant par Libourne et Saint-Mariens, puis ils disparaissent à leur tour sous des dépôts plus récents.

d) Les causes de la formation des argiles et des sables du Périgord.

Un dernier problème se pose à propos des terrains oligocènes qui recouvrent tant de collines et de plateaux périgourdins. Il ne s'agit point de celui de leur origine, car ils proviennent, à de rares exceptions près, des roches cristallines du Massif Central, mais plutôt de leur formation. Pourquoi ont-ils été arrachés aux granites et aux schistes du Limousin? Pourquoi ont-ils été transportés sur les terrains sédimentaires du Bassin Aquitain et déposés, en fonction d'un niveau de base girondin, sur les contrées qui s'étendent du Bordelais au Périgord septentrional? Telles sont les questions qu'il importe de résoudre.

On a déjà vu que la formation du sidérolithique avait coïncidé avec une période de calme s'étendant de la fin du Crétacé au Lutétien. Elle a cessé, quoique le climat ait continué à être tropical et semi-aride, quand la stabilité de la plate-forme d'érosion éocène a été détruite. Au Lutétien

surgirent les plis de fond des Pyrénées et les premiers plissements des Alpes. Sous l'influence de poussées latérales venues du Sud-Est et du Sud-Ouest, la masse rigide du Massif Central et ses prolongements sous les sédiments crétacés et jurassiques du Périgord furent soulevés par un vaste mouvement épéirogénique. Le sidérolithique cessa de se former régulièrement et l'érosion torrentielle reprit ses droits, entraînant les sables ferrugineux et les argiles versicolores. Le ruissellement ravina les pentes du Massif Central où une intense décomposition superficielle avait altéré les roches cristallines : sables, argiles, graviers, galets, entraînés par les crues tropicales, descendirent vers le Bassin Aquitain et s'étalèrent sur les plaines de niveau de base, entre la Garonne et la Dordogne, sur la Double charentaise et périgourdine et sur le Landais.

Cette première exaltation des forces d'érosion, qui se reflète au pied du Massif Central par les sables du Périgord et au pied des Pyrénées par les poudingues de Palassou, s'atténua au Ludien et surtout au Sannoisien où l'érosion vers l'amont et l'accumulation vers l'aval transformèrent la région comprise entre le Limousin et le Bordelais, soit en une plaine de piedmont, soit en un niveau de base, dominés çà et là par des dos de terrain, relictés de la surface éocène. Des lacs temporaires se formèrent en Bessède, à Bord et dans la Forêt Barade, laissant se déposer des calcaires qui devaient se transformer plus tard en meulières caverneuses. De nombreux frémissements du sous-sol signalèrent l'approche du Stampien, avec de courtes reprises d'érosion qui entraînèrent le ravinement local des sables du Périgord et le remblaiement des couloirs ainsi créés. Enfin ce fut la transgression stampienne, parallèle à une surexcitation nouvelle des forces d'érosion et à une dernière et puissante accumulation de sables le long des rivages de la mer à astéries [148, 239].

Au cours de cette période, les sables du Périgord, plus riches en graviers et en galets que précédemment, se répandirent en deux immenses nappes, l'une de la région de Thiviers à celle de Libourne, l'autre du Ségala vers Cahors et Lalbenque. La première seule intéresse le Périgord. Elle contourne, par le Nord-Ouest, la région de Sarlat et de Belvès, dépourvue de dépôts descendus du Massif Central. Mais dans cette partie du Périgord méridional, le cycle d'érosion, qui a déterminé la surface pré-stampienne, s'est manifesté par le creusement de larges vallées mûres en contre-bas de la surface éocène; ces vallées mûres, ou couloirs d'érosion, subsistent sous forme de replats couverts de sable et d'argile provenant souvent de la décomposition des roches sous-jacentes (fig. 28). Car, malgré l'intensité des débâcles fluviales, le climat de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène inférieur demeurait tropical et la décomposition chimique des calcaires crétacés et jurassiques était toujours très active.

3° LA SURFACE D'ÉROSION PRÉSTAMPIENNE.

a) *Son allure.*

La surface que recouvrent les sables du Périgord n'est pas plus parfaite que le niveau d'érosion éocène; elle est l'œuvre d'un épicycle

qui a laissé subsister de nombreux témoins des surfaces d'érosion antérieures sans pouvoir parvenir à une pénéplanation parfaite. D'ailleurs peut-il y avoir formation d'une pénéplaine totale sans l'intervention de l'érosion marine? Quoi qu'il en soit, au-dessus des larges vallées mûres de la surface d'érosion préstampienne ont subsisté de vastes portions de la surface éocène, dominée en quelques endroits par des inselbergs (fig. 28 et 29). Dans le Périgord septentrional et en Sarladais, comme dans le Quercy, cette seconde plate-forme d'érosion tertiaire se résout le plus souvent en larges couloirs que les reprises d'érosion plus récentes ont réduits à l'état de replats. Dans la région de Périgueux, de Ribérac et de Mareuil elle nivelle partout les sommets des collines, mais elle est disséquée par les vallées pliocènes et quaternaires en minces lanières, en croupes et en rares plateaux. Enfin, en bordure du Landais et de la Double, au contact du Crétacé et des dépôts tertiaires, des ravinements plus ou moins profonds et des cavités d'origine karstique, comblés de sables et d'argile, peuvent être attribués à un relief cyclique contemporain des sables du Périgord.

b) Les déformations de la surface d'érosion préstampienne.

Les débris de la seconde surface d'érosion tertiaire sont cependant assez bien conservés pour permettre une reconstitution du niveau d'érosion qu'ils recouvrent et en déterminer les déformations. Sur les terrains cristallins du Périgord septentrional, les quelques traînées de sable et d'argile, qui appartiennent à la surface préstampienne, ne suffisent pas à déceler des ondulations importantes; elles reposent sur des niveaux légèrement inclinés vers le Sud-Ouest, sans la moindre trace d'une ride, d'une flexure ou d'une faille. Toutefois, comme dans le niveau d'érosion éocène, on peut mettre en évidence une double inclinaison vers le Sud-Ouest et le Nord-Ouest. La pente vers le Sud-Ouest se prolonge dans le Périgord central et méridional. Ainsi, au Nord de Saint-Paul-Laroche, des sables et des argiles oligocènes se trouvent à 285 mètres d'altitude, en contrebas de 40 à 50 mètres par rapport aux dépôts sidérolithiques des bois de Jumilhac; ils appartiennent sans contestation possible, à cause de leur altitude et de leur aspect, à la surface d'érosion préstampienne. On retrouve des dépôts semblables autour de Saint-Aquilin et de Segonzac, près de la Double, à 180-185 mètres d'altitude. En 50 kilomètres, leur niveau s'est abaissé de 100 mètres, ce qui représente une pente de 0,2 pour 100, légèrement inférieure à celle de la surface d'érosion éocène, qui atteint 0,3 pour 100 (fig. 30).

A cette inclinaison générale vers le Sud-Ouest se superpose un gauchissement vers le Nord-Ouest. Dans le Bassin de Brive, les sables du Périgord de Vieillemare sont à 285 mètres d'altitude. A l'Ouest de Nontron, près de Hauteffaye, ils ne sont plus qu'à 205-210 mètres. En 60 kilomètres ils se sont abaissés de 70 à 80 mètres, ce qui équivaut à une pente de 0,1 pour 100. Dans le même sens, la pente de la surface éocène atteignait 0,15 pour 100. Ainsi, les déformations d'ensemble de la surface d'érosion préstampienne sont sensiblement moins accentuées que celles

du premier niveau d'érosion tertiaire. Toutefois, elles sont de même sens et procèdent de deux mouvements épéirogéniques qui déterminent une double inclinaison, à la fois vers le Centre du Bassin Aquitain et vers la Charente. La composante de cette double déformation est indiquée approximativement par l'orientation Est-Ouest de la Dordogne, de l'Isle en aval de Mussidan et de la Dronne entre Lisle et Petit-Bersac. On verra par la suite que cette double inclinaison n'a pas été sans conséquence sur la direction générale des cours d'eau périgourdiens.

Aux grands mouvements d'ensemble se superposent des déformations locales plus difficiles à déceler. Ainsi, au contact des granites du Nontronnais et des calcaires jurassiques du Périgord sédimentaire, une dénivellation se produit. Elle est moins accentuée que celle qui affecte le niveau éocène; elle atteint néanmoins une cinquantaine de mètres au pied de Saint-Martin-de-Fressengeas (fig. 6 et 7). Autour de Saint-Pardoux, les géologues ont traduit cette dénivellation sur la carte au 1/80.000^e par une faille affectant les sables du Périgord; c'est une erreur sans doute; il n'y a pas faille, mais flexure, et le dépôt s'étend de part et d'autre de la flexure [3].

Autour du dôme portlandien de Chapdeuil, on peut encore, grâce aux minces placages de sable des forêts de Saint-James, de Flayac et de Fontaillac, établir la preuve d'une légère déformation de la surface d'érosion préstampienne. Elle est affectée d'une ondulation positive qui coïncide par son axe avec l'axe de l'anticlinal sud-armoricain Chancelade-Chapdeuil.

En revanche, les coupes géologiques révèlent la présence de dépressions d'orientation varisque sous les meulrières de la Forêt Barade, de la Bessède et du plateau de Bord (fig. 26). De même, entre Château-l'Evêque et Thiviers, s'allonge une longue dépression orientée vers le Nord-Est et où se sont conservées de grandes quantités de sables, de graviers et de galets oligocènes. Or, cette dépression borde le synclinal Villamblard-Trélissac qui affecte la surface d'érosion cénomaniennne et le premier niveau tertiaire (carte VII, p. 113).

Ces quelques indications, fournies çà et là par l'analyse géologique des zones de contact entre sables du Périgord et terrains secondaires sous-jacents, montrent, ou laissent tout au moins entrevoir, dans la surface préstampienne, des ondulations orthogonales, de direction varisque ou sud-armoricaine, semblables à celles que l'on a déjà décelées dans les pénéplaines antérieures. Le style tectonique des plis, failles et flexures, s'est donc maintenu durant l'ère tertiaire.

L'examen des dépôts oligocènes dans la Double et le Landais confirme ces premières conclusions. Au Sud de Sainte-Aulaye, à l'Ouest de Chantérac, de Mussidan et de Lembras, la surface préstampienne plonge rapidement vers le Sud-Ouest. Entre Saint-Sulpice-de-Roumagnac et Siorac-de-Ribérac, elle tombe de 200 à 90 mètres, soit une pente de 2,5 pour 100, sensiblement égale à celle que l'on a déjà relevée dans la surface éocène. Toutefois, cette vigoureuse flexure, qui affecte le second niveau d'érosion tertiaire en Périgord, ne coïncide pas exactement avec celle qui a déformé le niveau d'érosion éocène. Dans la Double et le Landais, elle est située plus à l'Ouest de quelques kilomètres, et, dans le Bergeracois, elle dis-

paraît sous les terrains lacustres et palustres. Ainsi, les zones de rigidité de l'écorce terrestre dans le Bassin Aquitain ont encore gagné vers le Sud-Ouest du début de l'Eocène au début de l'Oligocène.

La flexure de Sainte-Aulaye, Chantérac, Mussidan, Lembras est en gros d'orientation sud-armoricaine. Mais ses sinuosités révèlent des accidents de direction très différente. Ainsi, la Double occupe un brachy-synclinal dont l'axe est orienté du Sud-Ouest au Nord-Est, dans le prolongement du synclinal d'Echourgnac-Saint-Aquilain-Saint-Pardoux déjà signalé plusieurs fois (carte VII). Le Landais coïncide lui aussi avec un élargissement du synclinal de Villamblard-Trélissac. De sorte que Double et Landais sont encadrés par des anticlinaux qui se coupent sensiblement à angle droit et qui délimitent entre eux une vaste zone synclinale, une région de subsidence.

Le calcaire de Blaye, qui prolonge vers le Bordelais la partie inférieure des sables du Périgord, et qui repose par conséquent sur un élément de la surface d'érosion préstampienne, est affecté également de déformations varisques et sud-armoricaines. L'étude de plusieurs dizaines de sondages dans le Médoc a permis à M. Fabre de déceler à sa limite inférieure un anticlinal, dit de Bruges-Listrac, et orienté vers le Nord-Ouest, et un autre anticlinal, dit de Blaye, orienté vers le Nord-Est [118]. Ainsi, la tectonique périgourdine, qui affecte les diverses surfaces d'érosion depuis l'ère primaire, a régné pendant le Tertiaire dans le « Golfe girondin ».

c) L'âge et les causes des déformations de la surface d'érosion préstampienne.

Les dépôts sidérolithiques, à cause de leur épaisseur à peu près constante, ne permettent pas de fixer l'âge des déformations de la surface éocène, ni d'en préciser les causes. Les sables du Périgord offrent au contraire, comme les calcaires crétacés ou liasiques, des caractères particuliers qui permettent de préciser l'âge des dénivellations qui ont affecté la surface préstampienne et les causes qui les ont provoquées.

En effet, tandis qu'autour de Périgueux et de Vergt les sables du Périgord ne constituent qu'une mince pellicule au-dessus du sidérolithique et du Crétacé, dans le synclinal de Trélissac-Thiviers ils atteignent une épaisseur d'une trentaine de mètres, et dans la Double, à Echourgnac, ils se sont accumulés sur une centaine de mètres. Malgré une telle masse, leur faciès est sensiblement le même du haut en bas. Les dépôts tertiaires, comme les sédiments crétacés des zones de subsidence, paraissent s'être accumulés dans des conditions de sédimentation peu variables; mais, peu à peu, sous l'influence de poussées verticales, probablement par suite de leur poids accru sur un substratum encore plastique, leur limite inférieure s'est enfoncée, faisant fléchir la surface d'érosion préstampienne qu'elle recouvrait. L'accumulation d'origine fluviale produisait les mêmes effets que l'accumulation d'origine marine au cours de la sédimentation secondaire. Par contre, sur les zones de résistance, au droit des anticlinaux ou

des dômes tectoniques, les sables et les argiles oligocènes sont demeurés à l'état de simples pellicules.

Ainsi, tandis qu'en apparence la surface des dépôts tertiaires demeurait sensiblement horizontale, leur épaisseur variait du Nord-Est au Sud-Ouest, non pas régulièrement, mais selon une série d'ondulations de plus en plus amples. Dans le Bordelais, les recherches de M. A. Fabre ont prouvé que les mêmes phénomènes de subsidence avaient affecté la limite inférieure des calcaires de Castillon et de Blaye, contemporains des sables du Périgord. Ces déformations sont donc du même âge que les dépôts qui les fossilisent; on peut les qualifier, elles aussi, de préstampiennes. Elles ont fait sentir leur influence sur le niveau d'érosion éocène, qui, pour des raisons déjà indiquées, était resté jusqu'alors sensiblement horizontal. Et, du même coup, comme elles ont joué selon un réseau orthogonal d'anticlinaux et de synclinaux secondaires et primaires, elles ont contribué ainsi à accentuer les dénivellations des surfaces d'érosion antérieures, cénomaniennes et préliasiques.

Une analyse très serrée de la limite supérieure des calcaires de Blaye a permis également de montrer que les déformations qui les avaient atteintes au moment de leur dépôt avaient pris de l'ampleur par la suite; cette limite supérieure, au lieu de demeurer horizontale, s'est inclinée vers le Sud-Ouest et le Nord-Ouest; elle s'est gauchie et les anticlinaux de Listrac et de Bruges s'y reflètent avec netteté.

Il est probable également que la flexure qui fait plonger la surface d'érosion préstampienne sous les sables de la Double et du Landais n'a pas pris elle-même toute son ampleur au moment de l'afflux des dépôts oligocènes. Elle a dû s'accroître encore par la suite. L'étude du dernier niveau d'érosion tertiaire, sous les graviers pliocènes, permettra de vérifier si cette supposition est exacte.

En définitive, les déformations de la surface d'érosion préstampienne, comme celles de la surface d'érosion éocène, paraissent provenir de deux origines très différentes. Les mouvements d'ensemble, inclinaison générale vers le Sud-Ouest, gauchissement vers le Nord-Ouest, font partie des grandes déformations épéirogéniques qui ont affecté le Massif Central occidental sous l'influence des poussées latérales venues des Pyrénées et des Alpes. Mais les ondulations de détail, de direction varisque ou sud-armoricaine, présentent plutôt les caractères des phénomènes de subsidence où l'emportent les poussées verticales. Qu'il y ait quelques rapports entre ces deux séries de mouvements, que les poussées latérales favorisent l'action des poussées verticales, c'est chose fort possible. Il n'en reste pas moins certain qu'il y a là deux sortes d'accidents tectoniques fort différents par leurs causes et leurs effets, et dont les styles s'opposent durant le Secondaire et le Tertiaire.

4° LA SURFACE D'ÉROSION PRÉSTAMPIENNE DANS LE RELIEF ACTUEL.

La surface d'érosion préstampienne est assez bien conservée au Nord-Ouest du Périgord, où elle a complètement détruit la surface éocène.

Aussi vaut-il mieux commencer la description de ses « relictés » par le Ribéracois, et la terminer par le Sarladais, où elle est plus difficile à déceler entre les fragments du niveau d'érosion éocène (carte VIII, p. 193).

a) *Au Nord de l'Isle et de la Dronne.*

Au Nord de l'Isle et de la Dronne, la surface d'érosion préstampienne nivelle la plupart des collines. Avant de disparaître sous les sables de la Double, elle conserve une remarquable horizontalité autour de Ribérac, de Segonzac et de Périgueux; partout elle se maintient entre 200 et 210 mètres d'altitude, à 140 mètres au-dessus de la vallée de la Dronne. Elle se relève à 220 mètres autour du dôme de Chapdeuil, vers Puy-de-Fourches, Sorges et Saint-Crépin-de-Richemont. Elle n'est dominée que par une butte de 253 mètres d'altitude appartenant à la surface sidérolithique et située au Nord de Paussac. Vers Thiviers et Nontron, elle atteint 240 à 250 mètres; sa pente reste partout inférieure à 1 pour 1.000.

Parvenue au contact des terrains cristallins du Périgord septentrional, elle se relève assez vite le long d'une flexure sud-armoricaine déjà signalée, et on la trouve à 270 mètres au Nord de Nontron, à 280 mètres au Nord de Thiviers, 285 à Jumilhac, tandis qu'à Bussières-Badil, vers l'Ouest, elle n'atteint que 260 mètres.

Sur les collines de Brantôme, de Mareuil et de Périgueux, elle nivelle les sommets, formant des replats qui se profilent sur l'horizon, ou bien de larges plateaux boisés à peine ondulés. Mais dans la zone des granites et des gneiss, elle se transforme en larges vallées mûres, en couloirs d'érosion qui se glissent autour des débris de la surface éocène. Le matériel cristallin, plus dur, a mieux résisté que les calcaires crétacés à la morsure de l'épicycle oligocène.

b) *Entre l'Isle et l'Auvézère (fig. 29).*

Le long de la croupe qui sépare les vallées de l'Isle et de l'Auvézère, le niveau d'érosion préstampien est particulièrement facile à suivre à l'aide des dépôts qui le recouvrent encore partiellement et des lignes horizontales qu'il impose au paysage. Au Change, près des Grands-Bois, on le trouve à 200 mètres d'altitude. A la Grange de Saint-Pantaly-d'Ans, il atteint 230 mètres et commence à être dominé par un éperon, débris de la surface éocène. A Saint-Raphaël, il entoure de ses replats la crête qui le domine de 60 mètres, et il pénètre dans les schistes cristallins de Dussac et de Lanouaille avec une altitude de 260 mètres. Ses replats se raccordent en larges vallées mûres au-dessus de la Loue et de l'Auvézère. Après du hameau de Plagne, au Nord-Est de Preyssac, un lambeau des sables du Périgord atteint 290 mètres, et Lanouaille repose sur des surfaces de 300 mètres d'altitude, en contre-bas de 50 mètres par rapport au niveau éocène [4].

c) *Entre l'Isle et l'Auvézère, la Dordogne et la Vézère.*

Les longs couloirs, où coulent l'Auvézère et l'Isle, la Vézère et la Dordogne, délimitent une zone où l'on saisit le mieux les traces de la surface d'érosion préstampienne et ses relations avec la surface éocène (carte VIII). Vers l'Ouest, celle-ci passe sous les sables du Périgord avec tout son matériel sidérolithique. Autour de Saint-Jean-d'Eyraud, des Lèches et de Maurens, la différence d'altitude entre les deux niveaux peut être estimée à une vingtaine de mètres au profit du niveau oligocène. A Saint-Julien-de-Crempe et à Beleymas, la surface préstampienne se tient entre 140 et 150 mètres. Elle forme de larges croupes boisées empâtées sous des sables, des graviers et des argiles. Elle est beaucoup plus disséquée autour de Villamblard, où elle atteint 180 mètres, et de Sainte-Alvère, où elle passe à 200 mètres.

A l'Est de Sainte-Alvère, deourniac, de Ladouze et de Saint-Laurent-du-Manoir, elle cesse de coïncider avec la pénéplaine éocène; les graviers et les sables du Périgord qui, vers l'Ouest, ravinent le sidérolithique, ne le recouvrent plus et passent à une altitude inférieure. De 220 mètres au Puy-Donon et autour de Vergt, ils ne s'élèvent qu'à 240 mètres dans la Forêt Barade et se tiennent à cette altitude jusqu'à Thenon et Montignac, tandis que la surface éocène est à 260 et 280 mètres dans la même région. Vers Sainte-Orse, des replats de 260 mètres, couverts d'argile et de silex, appartiennent à la surface préstampienne. Aux Farges, près de Montignac, et sur la bordure méridionale du massif de Châtres, elle nivelle les croupes entre 260 et 270 mètres de hauteur. Par de larges couloirs d'érosion le long de l'Ellé et du Taravellou, elle traverse les arkoses de Beauregard et de La Chapelle-Saint-Jean et s'épanouit de nouveau sur la partie occidentale du bassin de Brive. On lui doit une large part dans le rajeunissement de la faille de Châtres (fig. 16). Tandis que les sommets de Beaulieu et des Nibous, par 330 mètres, appartiennent au niveau éocène, les croupes de Vieillemare, d'Artigeas, de Broleau et de Bosredon, autour de Villac, font partie du niveau préstampien. Ainsi, le massif cristallin de Châtres s'élève de 30 à 40 mètres au-dessus des plus hautes collines du Bassin de Brive; l'érosion différentielle, au cours de l'Eocène et de l'Oligocène, l'a mis en valeur en débarrassant en partie les sédiments permien plus tendres que les schistes sériciteux. C'est ainsi que s'explique, plutôt que par un affaissement récent, invraisemblable dans une zone consolidée depuis le début de l'ère secondaire, la dénivellation du bassin permo-carboniférien entre les horsts cristallins de Montchabrol au Nord et de Châtres au Sud. Et le dépôt de sables et d'argiles du hameau de Vieillemare, examiné de près, se révèle composé d'éléments de transport et non de formations éluviales sidérolithiques.

La surface préstampienne nivelle donc les collines de grès permien autour des buttes-témoins de Badefols-d'Ans, de Coujours et de Saint-Robert (fig. 10 et 15). Elle a abaissé leur sommet d'une cinquantaine de mètres au-dessous de la surface éocène. Au Nord du Bassin de Brive, elle borde le massif granitique de Montchabrol sous forme d'une suite de replats, bien conservés sur les schistes cristallins de Génis, à 290 et 300

mètres, mais très disséqués le long de la flexure précambrienne de Salagnac à Sanas. Au Nord de la barre granitique de Montchabrol, la surface préstampienne n'a guère pénétré que par des couloirs d'érosion le long de l'Auvézère à l'Ouest, de la Louyre et de ses affluents à l'Est.

d) *Entre la Vézère et la Dordogne.*

Autour de Sarlat, la topographie de la surface d'érosion préstampienne n'est plus prépondérante comme dans le Ribéracois; elle se réduit à des replats, fragments de larges vallées mûres, épaulant des plateaux nivelés par la surface sidérolithique. Entre le Bugue et Saint-Cyprien, ces replats oligocènes portent le village d'Audrix à 210-220 mètres d'altitude, et ils entourent de leurs ressauts le Signal de Saint-Georges, où subsiste un fragment du relief éocène (photo IX). Ils se trouvent à 180 mètres d'altitude relative au-dessus des vallées quaternaires; le démantèlement du relief par l'érosion récente a été plus poussé ici que dans le Périgord septentrional (fig. 36 bis).

Entre la vallée de la Beune et celle de la Vézère, les hauteurs de la Tache et de Lonpeyrine, que la carte au 1/80.000^e montre couvertes de sidérolithique, sont en réalité tapissées d'une mince couche de sables fins et de silex noirâtres provenant de la décomposition des calcaires santonniens [6]; leur altitude de 220 mètres permet, ainsi que leurs dépôts de couverture, de les attribuer à la surface stampienne (photo IX). D'autres replats semblables s'étalent à 217 mètres autour de Meyrals; ils portent le village de Marquay à 219 mètres, en contre-bas de lourdes croupes boisées que l'on peut dater de l'éocène (fig. 28). Plus à l'Est, la plateforme préstampienne se relève assez rapidement, pour atteindre 260 mètres autour de Saint-Amand-de-Coly, et 280 sur le plateau de calcaire jurassique où Nadaillac-le-Sec se cache parmi les noyers. La différence d'altitude entre la pénélaine éocène et la surface préstampienne est ici de 50 à 60 mètres, et les inselbergs de Puy-la-Garde, au Nord de Salignac, et du Puy-d'Auzon, près de Ladornac, la dominent de plus de 80 mètres.

e) *Au Sud de la Dordogne.*

Autour de Beaumont et de Monpazier, il est pratiquement impossible de distinguer la surface préstampienne de la surface éocène; elle se confond même avec quelques plates-formes structurales. En particulier, il y a coïncidence, autour de Monpazier, entre la surface structurale du calcaire de Monbazillac, la surface sidérolithique et la surface des sables du Périgord. L'absence trop fréquente de ces derniers est d'ailleurs fort préjudiciable à une bonne analyse du relief cyclique. Néanmoins, si l'on admet, comme pour la surface éocène, qu'il peut y avoir passage de la surface structurale des calcaires stampiens de Monbazillac à la surface préstampienne, on trouve celle-ci à 200 mètres d'altitude, entre Beaumont et Monpazier. Vers l'Est, sa pente étant plus faible que celle du niveau d'érosion éocène, elle s'individualise au pied de la Bessède par des replats très réguliers, couverts parfois par une pellicule de calcaires stampiens,

et dont l'altitude varie entre 210 et 220 mètres, en contre-bas de 10 à 15 mètres par rapport à la surface sidérolithique; les hameaux de Brune et de Fromental, autour de Cadouin, ont choisi comme sites les débris du niveau oligocène (fig. 26).

Au delà de Belvès, la surface d'érosion préstampienne s'inscrit sur l'horizon par de nombreuses croupes nivelées vers 220 mètres, à Cladech, à Saint-Germain, à la Chapelle-Péchaud et autour de Doissat et de la vallée de la Lémance. Au Nord de Puy-l'Evêque, elle atteint 240 mètres, à 180 mètres au-dessus de la vallée du Lot, altitude relative qui correspond à celle que l'on a relevée pour la même surface au confluent de la Vézère et de la Dordogne. Autour de Florimont et de Campagnac-les-Quercy, de vastes plateaux pierreux, crevés de dolines, peuvent être datés du début de l'Oligocène, non point par leurs dépôts, qui consistent uniquement en argile de décalcification, mais par leur altitude de 250 mètres en moyenne et leur situation par rapport aux débris de la surface éocène, qui les domine d'une cinquantaine de mètres.

Au Sud-Est de Domme, des replats de 250 à 260 mètres épaulent le plateau de Bord, à 30 mètres seulement en contre-bas de la surface éocène (fig. 20). De part et d'autre de ce plateau, vers Gourdon au Sud et Sarlat au Nord, le niveau d'érosion préstampien se relève à 260-280 mètres, de sorte que les meulières de Bord coïncident avec une zone de légère subsidence. Les déformations, constatées déjà dans la pénéplaine éocène, au droit de ces dépôts lacustres, se sont accentuées au moment du dépôt des sables du Périgord, par poussée verticale sous l'accumulation d'une importante masse d'éléments de transport.

CONCLUSION.

Les traces de la surface d'érosion préstampienne se retrouvent donc à travers tout le Périgord, mais très inégalement réparties et sous des formes assez variables. Au Nord de Périgueux, elles recoupent les crêtes des collines et dessinent des croupes ou de petits plateaux sur les sommets les plus élevés. Entre Périgueux et Bergerac, elles coïncident avec les débris de la surface éocène, et ne passent à une altitude inférieure qu'à l'Est de Sainte-Alvère et de la Gélie. Partout ailleurs, dans le Périgord septentrional, oriental et méridional, la surface préstampienne est subordonnée à la surface éocène de 20 à 50 mètres, et elle se réduit à des couloirs d'érosion que les cours d'eau récents ont disséqués en replats suspendus au flanc des vallées, en contre-bas des plateaux supérieurs où subsiste le sidérolithique.

5° LA SURFACE D'ÉROSION PRÉSTAMPIENNE AUTOUR DU PÉRIGORD.

Il est intéressant de rechercher si la surface d'érosion préstampienne, comme la surface d'érosion éocène, se prolonge hors du Périgord, vers l'Est en Limousin et sur les Causses du Quercy, vers l'Ouest en Charente et dans les pays de la Garonne. Dans ces diverses régions, les travaux

Photo VII.

LES HAUTEURS DE
MONTAGNAC-D'AUBEROCHÉ.

Au premier et au second plans, « garrissades » et landes à genévriers sur la surface d'érosion mio-pliocène, bien conservée sur les calcaires jurassiques du Causse périgourdin.

A l'arrière-plan, la croupe appartient à la surface pré-stampienne (220 mètres), sauf la butte de gauche qui atteint 250 mètres et se rattache à la surface éocène.



Photo VIII.

LE PUY DONON,
PRÈS DU BUGUE.

Au premier plan, s'étend la surface d'érosion mio-pliocène, à 180 mètres d'altitude; à l'horizon et à gauche, la butte du Maine qui appartient à la surface pré-stampienne; enfin, à droite, le Puy Donon (250 mètres), couvert de sidérolithique et pouvant être considéré comme une « relique » de la surface éocène.

Photo IX.

LA VALLÉE DE LA VÈZÈRE
AU BUGUE.

Autour du cours d'eau, s'étalent les terrasses moustériennes en partie inondables.

A gauche, les maisons du Buge sont bâties sur la terrasse acheuléenne.

Vers l'horizon, le « cingle », couvert de bois, est tronqué par la surface de la terrasse du Calabrien (fin du Pliocène).

Enfin, à l'horizon, on distingue nettement trois niveaux à 180, 220 et 250 mètres d'altitude absolue; le point le plus élevé, à droite, est le signal de Saint-Georges (250 mètres).





Photo X.

LES COTEAUX DE RAZAC,
PRÈS D'EYMET.

Prépondérance des lignes horizontales fuyant vers l'horizon et caractérisant une surface d'érosion qui nivelle les terrains oligocènes du Bergeracois. Seules, quelques croupes de calcaire aquitainien dépassent la pénéplaine et des vallées entaillent les mollasses et les couches dures des calcaires stampiens et sannoisiens. Relief très jeune de la fin du Pliocène.

Photo XI.

LES RAPIDES
DE LA DORDOGNE
A LALINDE.

Sous l'influence d'une reprise d'érosion, en fonction de la régression préflandrienne, la Dordogne a creusé sa vallée dans les terrasses moustériennes en aval de Lalinde; la rupture de pente est traduite par des bancs de calcaires crayeux campaniens durcis par des rognons de silex, au saut de la Gratusse.



Photo XII.

LES TERRASSES
DE LA DORDOGNE
A TRÉMOLAT.

Au premier plan, la terrasse moustérienne en partie inondable.

Au-dessus du talus boisé, la terrasse a^2 du début du Quaternaire et la terrasse a^1 de la fin du Pliocène. A l'horizon, des éléments de la surface mio-pliocène.



de plusieurs géographes et géologues permettent d'aboutir, semble-t-il, à des résultats satisfaisants. Pour la clarté de l'exposé, on affectera ce second niveau d'érosion tertiaire du chiffre romain II (voir le tableau n° 1, p. 190).

a) *Sur les Causses du Quercy* [84].

M. Clozier a distingué, au-dessous de la pénéplaine éocène, qui nivelle vers 440 mètres les hauteurs de la Braunhie et de Labastide-Murat, des niveaux pliocènes au nombre de trois : à 395-400 mètres, à 280-300 mètres et à 240-260 mètres. En réalité, comme il l'écrit lui-même, pour le premier de ces trois niveaux il a hésité à le qualifier de pliocène ou de prépliocène. D'après un examen de la carte, du terrain et des dépôts qui le recouvrent, on peut y voir le prolongement de la surface d'érosion préstampienne du Périgord. En effet, de 390 et 400 mètres à Labastide-Murat, il s'incline vers l'Ouest, le Nord-Ouest et le Sud-Ouest sous forme de replats, fragments de larges couloirs d'érosion, au-dessus des vallées actuelles. Autour de Thédirac et de Lavercantière, près des confins périgourdins, il n'est plus qu'à 300 mètres, et il se profile sur l'horizon selon une ligne qui se raccorde vers le Nord aux épaulements du plateau de Bord, près de Domme, par 250 mètres d'altitude.

D'après la carte au 1/80.000^e (feuille de Gourdon [9]), les replats de ce niveau d'érosion seraient recouverts de sidérolithique, comme la pénéplaine éocène. Mais l'examen direct des dépôts permet d'y reconnaître des éléments de transport par érosion fluviale et des résidus de la décalcification des calcaires jurassiques sous-jacents. Comme dans le Sarladais, des masses d'argiles à silex provenant du Virgulien, ou de la « terra rossa » appartenant au Portlandien, ont remblayé partiellement les couloirs d'érosion préstampiens du Quercy. Des lits de sables, de graviers et de galets de la grosseur d'un œuf ravinent le substratum calcaire et s'orientent du Nord-Est au Sud-Ouest; ils font partie de la branche méridionale du grand cône de déjection qui, descendu du Massif Central, sur le piedmont quercynois, s'est étendu à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène vers les pays aquitains, en contournant le Sarladais par le Sud-Est.

Au Nord-Ouest, sur le Causse de Martel, on retrouve le niveau de 390-400 mètres à 280 mètres seulement, autour de Cressensac et de Nadail-lac-le-Sec, à l'altitude précisément où nous avons laissé la surface d'érosion préstampienne après l'avoir suivie entre Vézère et Dordogne, de la région du Bugue aux limites orientales du Périgord. Au Sud et au Sud-Ouest de Cahors, ce second niveau d'érosion tertiaire prend une large extension au contact des calcaires stampiens de Cieurac qui le recouvrent [53]. Au Nord de Lalbenque, il est encore à 280 mètres, et à 270 au Nord de Villesèque, où la pénéplaine éocène le domine encore de 30 mètres environ. Tandis que celle-ci passe rapidement à moins de 100 mètres d'altitude, le niveau d'érosion préstampien reste plus longtemps subhorizontal entre Cieurac, Laburgade et Lalbenque. Mais au Sud de cette dernière localité, il plonge à son tour sous les sédiments lacustres du Tertiaire, et, dans le petit ruisseau du Lamboulas, on le voit descendre

de 50 mètres en 1 kilomètre. Ainsi, la flexure, qui déforme la surface d'érosion à couverture de sables oligocènes, se prolonge de la Double et du Bergeracois vers le Bas-Quercy, toujours dans le même style. Ce qui confirme encore l'hypothèse émise sur l'âge du niveau quercynois de 400 mètres; par ses diverses altitudes, ses déformations et ses dépôts, il est antérieur au Pliocène et même au Miocène et se rattache au niveau préstampien du Périgord.

b) *Dans le Ségala* [191].

M. Meynier a montré qu'en dehors de la pénéplaine éocène qui détermine la plate-forme du Ségala, les niveaux d'érosion tertiaires avaient faiblement mordu sur le rebord cristallin du Massif Central, entre le Limousin et la Montagne-Noire. Il relève seulement quelques replats le long de la faille de Villefranche, d'ailleurs de médiocre valeur morphologique. Cependant, il indique, le long de la Cère et du Lot, des couloirs d'érosion qui peuvent être assimilés au niveau tertiaire de 400 mètres décelé sur les Causses du Quercy par M. Clozier. En particulier, dans la vallée du Lot, des gradins, qui gravitent autour de 450 mètres, dessinent, quand on les raccorde du regard, au-dessus d'Entraygues et d'Espalion, des vallées mûres au profil d'équilibre longitudinal bien dessiné et qui aboutissent dans le thalweg actuel à des gorges situées en amont de Saint-Laurent-d'Olt, entre l'Aubrac et la Causse de Sauveterre. En ce point, l'érosion, déchaînée par les mouvements épéirogéniques du début de l'Oligocène, poursuit toujours son œuvre et détermine dans le fond de la vallée une rupture de pente cyclique à 588 mètres d'altitude, au confluent du Lot et de la Colagne, en aval de Marvejols [83, 17].

Sur la Truyère, le même épicyclique préstampien fait toujours sentir son influence dans le relief, soit par des replats vers l'aval, soit par des gorges et des rapides vers l'amont jusqu'au pont de Lanau, près de Chaudeyagues. Là, par 537 mètres d'altitude, se produit une rupture de pente qui semble marquer le point culminant atteint à ce jour par la vague d'érosion oligocène.

M. Meynier a d'ailleurs remarqué, en aval de ces ruptures de pente, et particulièrement sur la Cère, vers 480-490 mètres, des sections de vallées mûres, garnies d'alluvions avec graviers, galets et sables, transportés de l'amont par l'érosion torrentielle. Les cours d'eau ralentissent leur allure au milieu de cette accumulation de débris arrachés au Massif Central, et y décrivent même des méandres. En ce qui concerne la Cère, ce fragment de vallée mûre s'étend au-dessus des gorges de Laval-de-Cère, entre Laroquebrou et le pont du Laurent, en amont de Lacapelle-Viescamp; là, par 580 mètres d'altitude, on relève une rupture de pente. M. Meynier, à la suite de M. Baulig [34], attribuait ces vallées mûres à un épicycle pliocène. Mais, étant donné leur altitude et la situation même des ruptures de pente auxquelles elles se raccordent sur les profils en long des cours d'eau, elles peuvent être rattachées sans difficulté à la surface d'érosion préstampienne. Les alluvions qui comblent le fond de ces vallées seraient-elles contemporaines des sables du Périgord? D'après la descrip-

tion qu'en donne M. Meynier, des analogies frappantes existent entre les deux dépôts. Il serait bon toutefois de vérifier qu'en profondeur elles ne contiennent ni galets de basaltes, ni blocs d'andésite. On prouverait ainsi qu'elles sont antérieures aux éruptions les plus anciennes du Cantal et qu'elles appartiennent en conséquence à l'époque oligocène. A notre avis, plus elles sont proches des ruptures de pente cycliques, plus elles sont récentes. La contemporanéité avec les sables du Périgord ne s'établirait que vers l'aval (fig. 31).

c) *Vers le Limousin* [212].

Dans les niveaux tertiaires du Limousin, M. Perpillou a distingué deux séries de replats : les uns, appartenant au cycle qu'il numérote II *a*, forment les plateaux de Tulle et d'Uzerche, entre 400 et 500 mètres d'altitude; les autres, appartenant au cycle II *b*, s'étalent autour de Limoges, à 280-300 mètres d'altitude. En réalité, autour de Jumilhac, le cycle II *a* comprend deux séries de replats: les uns, situés à 330-340 mètres, portent une couverture de sidérolithique; les autres, à 285-290 mètres, sont couverts de sables du Périgord. On les sépare très bien entre la Forêt Vieille au Nord de Jumilhac et le replat de Vialotte à l'Ouest de Saint-Paul-la-Roche. Plus au Nord, vers Bussières-Galant, les premiers atteignent 400 mètres et on les a attribués, à cause de leur altitude et de leurs dépôts, à la surface d'érosion éocène; les seconds demeurent en contre-bas des précédents d'une cinquantaine de mètres et forment de larges vallées mûres le long des cours supérieurs de la Dronne et de l'Isle (photo IV). Par contre, ils se situent, dès la bordure du Limousin, au-dessus des replats du plateau de Limoges qui appartiennent au cycle II *b* de M. Perpillou.

Les ruptures de pentes sur les cours d'eau permettent elles aussi, par leur altitude, de distinguer un second épicycle dans la partie inférieure du niveau II *a* de M. Perpillou. En effet, au-dessus des vallées actuelles, les replats qui se situent aux confins du Périgord sédimentaire, vers 280 à 300 mètres entre Nontron et Terrasson, se suivent aisément vers l'intérieur des plateaux cristallins; ils mordent sur la surface éocène, qu'ils réduisent à l'état de lanières, et ils forment de larges vallées mûres autour de Saint-Yrieix et de Nexon. Sur la plupart des petits cours d'eau qui divergent des monts de Chalus vers l'Ouest et le Sud, ils se raccordent avec les pelouses marécageuses où surgissent les sources, ou bien déterminent, à quelques kilomètres vers l'aval, une rupture de pente, morsure encore vive d'un cycle d'érosion à la limite inférieure de la surface éocène (carte VIII, p. 193).

Ainsi, sur la Tardoise, cette rupture de pente est située au pied de Chalus à 380 mètres d'altitude, et à quelques kilomètres de l'origine du cours d'eau. Sur le Bandiat, la source, au pied du Signal de Puycounieux (photo I), à 405 mètres d'altitude, est seule située sur le niveau d'érosion éocène; aussitôt commence sur le profil en long du cours d'eau la rupture de pente qui se raccorde au niveau d'érosion préstampien. Sur la Dronne, la rupture de pente se trouve également près de la source, à 400 mètres environ d'altitude, près de Bussières-Galant. L'Isle débute aussi sur la surface éocène à 410 mètres au-dessus du niveau de la mer, dans la com-

mune de Janailhac; mais aussitôt se produit une rupture de pente où la petite rivière pouvait faire tourner autrefois le moulin de Rongéras. La Loue, par sa source, repose sur la pénéplaine éocène; mais au Nord-Est de Saint-Yrieix, par 420 mètres, elle commence à tomber dans une série de petites cascades qui font mouvoir les meules de la minoterie de Cherveix; c'est là que l'on peut situer la reprise d'érosion préstampienne. De même, sur l'Auvézère, à quelques kilomètres des premiers filets d'eau, exactement au moulin de Benayes, à 440 mètres, s'amorcent une rupture de pente et une gorge qui s'atténuent vers l'aval et se transforment en vallée mûre vers 360-370 mètres d'altitude, autour de Lubersac et de Ségur. Les légères variations d'altitude, entre les ruptures de pente attribuées à l'épicycle préstampien le long de tous ces cours d'eau, soulignent un gauchissement de la surface d'érosion du Sud-Est au Nord-Ouest, semblable à celui que l'on a déjà décelé en Périgord; il y a là la trace d'un vaste mouvement épéirogénique.

On peut déceler également un recul plus prononcé des ruptures de pente sur les cours d'eau à fort débit que sur les cours d'eau à faible débit. Ainsi, sur la Vézère, sur la Corrèze et surtout sur la Dordogne, la rupture de pente, qui amorce le niveau d'érosion préstampien, se relève très sensiblement vers l'amont (fig. 31 et 46). Pour la Vézère, il s'amorce à 460 mètres au début des gorges de Treignac; sur la Corrèze, il se situe à 465 mètres, à 5 kilomètres en amont du village de Corrèze; enfin, sur la Dordogne, qui est le cours d'eau majeur de tout le réseau hydrographique du Périgord et du Limousin méridional, il atteint 576 mètres dans les gorges d'Avèze, au Sud de Bourg-Lastic. Sur la Cère, on a déjà indiqué son altitude, vers 580 mètres en amont de Lacapelle-Viescamp.

En aval de toutes ces ruptures de pente s'ouvrent de larges vallées mûres qui se raccordent d'un cours d'eau à l'autre par des cols de plus en plus larges, mordant sur la pénéplaine éocène, la disséquant et la réduisant à l'état de « relictés » isolées les unes des autres. Les plateaux ainsi formés s'inscrivent sur l'horizon à une soixantaine de mètres au-dessous du niveau éocène et à 180 à 200 mètres au-dessous des « inselbergs » des Monts de Chalus (Puycounieux : 496 mètres; Courbefy : 551 mètres), débris probables de la pénéplaine cénomaniennne. Vers Saint-Germain-Belles et Glanges, ils s'étalent à 360 mètres et, autour de Limoges, leurs replats se tiennent à 340 mètres d'altitude. De là, ils se raccordent avec les plateaux de Sainte-Feyre, sur la Creuse, qui sont, d'après M. Perpillou, vers 360 mètres, un élément des plateaux de Tulle et d'Uzerche du cycle tertiaire II *a*. On préfère, après l'étude du relief cyclique du Périgord, y voir une nouvelle surface d'érosion, postérieure au niveau éocène, mais antérieure à celle qui a façonné, à 300 mètres seulement d'altitude, les plateaux de Limoges, du cycle II *b* (tableau I, p. 190).

En résumé, sur les Causses du Quercy, dans le Ségala et sur le Limousin, le niveau d'érosion préstampien est l'un des trois éléments entre lesquels se partagent les plateaux de la Besse, qui forment le cycle II de M. Demangeon. Il correspond au cycle III de M. Baulig et à la partie inférieure des plateaux de Tulle et d'Uzerche de M. Perpillou, qui groupe dans son cycle II *a* le niveau éocène et le niveau oligocène. M. Meynier

n'a pas mis ce dernier niveau en évidence dans la bordure occidentale du Ségala; il a cependant indiqué, çà et là, quelques éléments de relief cyclique que l'on peut attribuer à la surface préstampienne. Enfin, dans le Quercy, le niveau de 400 mètres, que M. Clozier signale avec des déformations périclinales autour du massif de la Braunhie, se raccorde aisément vers l'Ouest à la surface que recouvrent les sables du Périgord.

d) *Vers la Charente.*

Au Nord-Ouest du Périgord, sur les calcaires crétacés et jurassiques de Saintonge et d'Angoumois, les dépôts oligocènes permettent de suivre, en direction de l'Océan, les fragments de la surface d'érosion préstampienne. Sur la croupe qui sépare la Tude de la Nizonne, elle se tient entre 190 et 200 mètres d'altitude; mais, très fortement disséquée, elle se réduit à de minces et longs replats que suivent les anciens chemins de crête. En revanche, elle est encore susceptible de former de vastes plateaux autour de Chasseneuil, entre 230 mètres d'altitude à l'Est et 160 mètres à l'Ouest. Vers le Sud, elle s'incline lentement, jusqu'à 120 mètres, puis, par une faible flexure, elle passe, à l'Ouest de la route de Chalais à Barbezieux, sous la nappe des sables du Périgord.

e) *Dans le Bordelais et l'Agenais.*

La flexure de Chalais-Barbezieux n'est que la suite de la longue dénivellation que subit la surface préstampienne du Bas-Quercy à la Saintonge, quand elle entre en contact avec la zone de subsidence du Bassin Aquitain [2]. En quelques kilomètres, elle descend de 80 mètres et disparaît presque complètement sous les sables et les argiles de la fin de l'Eocène et du début de l'Oligocène. Jusqu'à Libourne et Saint-Mariens, elle se tient à une faible profondeur, presque au niveau actuel de la mer. Puis, à la suite du passage latéral et progressif des sables du Périgord aux formations lacustres et marines de l'Agenais, elle se confond avec la limite inférieure de ces sédiments. D'après le sondage d'Agen, elle serait à — 260 mètres sous la Garonne. Dans le Bordelais, elle n'atteint pas ces profondeurs. M. A. Fabre, qui la situe sous les calcaires de Blaye, en soulignant leur discordance sur les sables nummulithiques, lui assigne l'altitude — 126 mètres à Pauillac et — 86 mètres à Saint-Yzens, au Nord du Médoc [84]. Elle décrit une flexure sous la Gironde et se relève vers le Nord-Est, où nous la retrouvons, sous quelques dépôts de sables et de galets, à 120 mètres d'altitude à Jonzac. Au contraire, vers le Sud, elle ne cesse de s'enfoncer, et le sondage des Abatilles, près d'Arcachon, la révèle à 500 mètres de profondeur. Ainsi se marque avec vigueur l'aire de subsidence du « golfe girondin » et du bassin d'Arcachon.

CONCLUSION.

Le niveau d'érosion préstampien rappelle donc dans ses grandes lignes le niveau d'érosion éocène. Sans doute, sa formation ne procède-t-elle pas des mêmes causes, mais ses déformations et son démantèlement

sont aussi poussés que ceux de la pénéplaine éocène. Comme celle-ci, il s'étend du Massif Central aux terrains tertiaires de l'Agenais et du Bordelais. Seulement, il ne dessine pas sur l'horizon, sauf au Nord-Ouest de Périgueux, les belles surfaces planes, couvertes de sidérolithique et fortement boisées, que l'on peut observer autour de Sarlat et de Villefranche-de-Périgord. Il se réduit le plus souvent en crêtes et en replats subordonnés à d'autres éléments morphologiques plus anciens. Il ne s'insinue dans les plateaux cristallins du Limousin et du Ségala et dans les Causses du Quercy que par des couloirs d'érosion fortement démantelés par les cours d'eau quaternaires (carte VIII, p. 193).

On ne saurait pas non plus toutes les nuances du relief cyclique qu'il détermine, si on ne tenait pas compte des ondulations et des gauchissements dont il a été affecté. Inclinaison vers le Sud-Ouest et vers le Nord-Ouest, aires de subsidence ou zones de résistance, et surtout vigoureuse flexure vers le centre du Bassin Aquitain impriment à ce niveau une allure tourmentée qui fait constamment varier d'altitude les débris qui en subsistent aux flancs des vallées et sur les plateaux périgourdins. Dans ces diverses déformations, on retrouve encore les grandes lignes de la tectonique hercynienne : direction varisque et direction armoricaine orientent les synclinaux et les anticlinaux, ou mieux, les cuvettes et les dômes selon un quadrillage vaguement orthogonal.

Ainsi, quoique profondément disséqué par les vagues d'érosion postérieures, le niveau préstampien joue encore un rôle important dans le relief périgourdin et a une valeur morphologique presque égale à celle du niveau sidérolithique. Il serait donc fâcheux de le négliger ou de le confondre avec d'autres surfaces d'érosion tertiaires.

§ IV. — LA SURFACE D'ÉROSION POSTEURDIGALIENNE OU MIO-PLIOCÈNE

1° LES PREUVES DE SON EXISTENCE ET LES GRAVIERS PLIOCÈNES.

Au-dessous des deux premières surfaces d'érosion tertiaires et au-dessus des terrasses quaternaires s'intercale un troisième niveau d'érosion qui conserve la trace d'un épicycle de l'époque miocène ou pliocène. Il se manifeste par des replats dans la morphologie de la région et par des dépôts d'une nature toute particulière dans la géologie des terrains tertiaires.

a) *Preuves morphologiques de son existence.*

Autour du confluent de la Dordogne et de la Vézère, les morsures successives de l'érosion sur les calcaires crétacés ont laissé comme de gigantesques marches d'escalier au pied de trois sommets qui appartiennent à la surface sidérolithique : le Puy Donon, au Nord-Ouest du Bugue (248 mètres) (photo VIII), le Signal de Saint-Georges, au Nord du Coux (250 mètres) (fig. 36 bis), et le plateau de la Bessède, à 240 mètres environ

d'altitude au Sud de la Dordogne. Au-dessous de ces trois sommets, on peut observer des épaulements de 210 et 220 mètres d'altitude appartenant à la surface préstampienne. A 140-150 mètres s'étalent, de part et d'autre de la vallée de la Dordogne, les plus anciennes terrasses fluviales, d'une très grande valeur morphologique. Mais, entre les débris de la surface préstampienne et les replats quaternaires, s'imposent au regard des croupes nivelées ou des plateaux dont l'altitude oscille autour de 180 mètres. Ils portent le village et le moulin à vent de Saint-Chamassy, les hameaux des Valades et de la Mélanie, entre Le Coux et Audrix, ceux de Peyravon et des Clédières, entre Limeuil et Le Bugue. Leurs lignes horizontales, leurs surfaces planes s'inscrivent dans le paysage avec plus de netteté que les traces de la surface préstampienne, et au moins avec autant d'insistance que les premiers éléments des terrasses récentes (fig. 27).

Des coupes transversales des vallées de la Vézère et de la Dordogne traduisent sur le dessin la présence, vers 180 mètres, d'une rupture de pente le long des versants qui encadrent les deux cours d'eau. Si on répétait les mêmes recherches morphologiques le long de l'Isle et de la Dronne, on parviendrait à des résultats qui confirmeraient la réalité d'une surface d'érosion intercalée entre les replats oligocènes et les terrasses de la fin du Pliocène et du Quaternaire (fig. 29).

b) *Les preuves géologiques
de l'existence d'une troisième surface d'érosion tertiaire.*

Comme les replats des surfaces éocène et préstampienne, le dernier niveau d'érosion tertiaire est couvert de dépôts qui sont très sensiblement différents des argiles du sidérolithique et des sables du Périgord. Ce sont les graviers pliocènes, que, seule, la carte géologique au 1/80.000^e de la région de Périgueux a, par une teinte spéciale, distingués des dépôts antérieurs et des alluvions quaternaires [3]. Ils n'en existent pas moins en d'autres points du Périgord, sous des aspects variables, mais qui ne permettent pas de les confondre avec d'autres formations continentales. Leur importance morphologique exige une analyse particulière de leurs principaux caractères.

2° LES DÉPÔTS MIOCÈNES ET PLIOCÈNES.

a) *Leur faciès.*

Les géologues qualifient ces dépôts de graviers pliocènes. En réalité, la structure physique et l'âge de ces formations continentales sont singulièrement plus complexes. Si on les examine sur place, entre la vallée de la Dronne et celle du Bandiat, autour de Saint-Pancrace, de Lussas-et-Nontronneau, où elles sont particulièrement abondantes, on constate qu'elles sont composées de graviers quartzeux, blanchâtres ou légèrement teintés de rose; de galets de quartz de médiocre grosseur, mal roulés, aux angles à peine émoussés, profondément fissurés et prêts à se déliter en

menus fragments. Cependant, ils ne portent pas de trace de rubéfaction; on les croirait déposés tout récemment à la surface des collines périgourdines. Pourtant, les cours d'eau qui les ont roulés jusque-là coulent aujourd'hui à 150 mètres plus bas. A ces galets et à ces graviers s'ajoute un sable clair et fin, semblable à celui des alluvions quaternaires récentes; aussi a-t-on parfois daté les graviers pliocènes de la dernière ère géologique, confusion qu'une étude morphologique permet d'éviter, car ils se situent toujours au-dessus de la plus ancienne des terrasses fluviales, mais qu'il est aisé de comprendre quand on sait qu'il n'y a pas de séparation nette, comme on le verra plus loin, entre les formes de relief tertiaires et celles qui datent du Quaternaire.

D'autres caractères accusent encore l'originalité des graviers pliocènes par rapport aux sables du Périgord et au sidérolithique. Ils ne contiennent pas de lit argileux ni d'éléments ferrugineux ou glauconieux, ce qui leur assure une teinte claire et blanche au lieu des verts sombres et des rouges violents qui frappent l'œil dans les argiles oligocènes et éocènes. En revanche, sur les replats qui entourent Sarlat et Gourdon, vers 200 mètres d'altitude, on rencontre çà et là des galets sombres de basalte et d'andésite. Ces dépôts sont donc contemporains des éruptions volcaniques d'Auvergne, ou postérieurs à la formation des coulées de lave cantaliennes. On ne trouve jamais semblables traces de débris volcaniques dans les sables du Périgord.

En résumé, les graviers pliocènes se présentent sous forme de vastes nappes d'épandage à la surface des plateaux dans le Périgord septentrional, et de dépôts fluviatiles à peine altérés dans le Sarladais, la région périgourdine jouant toujours le rôle d'un *piedmont* en bordure du Massif Central. A côté des autres dépôts tertiaires, plus riches en sels et en oxydes, ils ont un aspect de jeunesse qui frappe le regard et qui fait dire aux paysans périgourds qu'autrefois les rivières passaient sur les collines. Toutefois, malgré leur faciès récent, ils ne contiennent ni galets de granite, ni calcaire, ni schistes cristallins. Les cours d'eau qui les ont apportés à la surface du Périgord ont dû cependant charrier des terrains d'amont, constitués à la fois de roches cristallines et de terrains sédimentaires, des matériaux de composition très diverse. Si granite et gneiss, phyllades et calcaires ne se trouvent plus au milieu des graviers et des galets de quartz, c'est que, malgré tout, les dépôts pliocènes ont déjà une assez longue durée, et que seuls ont subsisté les éléments insolubles; les autres, dissous par les eaux d'infiltration, se sont réduits en sable et en argile, et il n'en reste que des éléments de décomposition.

b) *Origine des graviers pliocènes.*

Sans contestation possible, les graviers pliocènes proviennent des roches cristallines du Limousin et des coulées de lave du Mont-Dore et du Cantal. Ainsi, les schistes sériciteux de Lanouaille et de Saint-Saud-Lacoussière contiennent des fragments de quartz pur; quand l'érosion a fait disparaître l'enveloppe schisteuse, le quartz subsiste seul et s'altère difficilement. Parfois, il forme même de longs filons continus, comme

celui du Signal de l'Ane, à l'Est de Savignac-Lédrier [4]. Fissurés et cariés, les filons se débitent en blocs plus ou moins gros, que le ruissellement entraîne vers l'aval. Il en est de même des galets de lave, basalte ou andésite, enlevés aux coulées descendues des volcans du Cantal, du Cézaïier et du Mont-Dore.

Sans doute, les cours d'eau qui ont transporté tous ces débris et les ont accumulés sur les zones d'épandage périgourdines, n'avaient pas la même puissance que les fleuves miocènes qui ont charrié les sables du Périgord; leur pente était moins forte et leur débit moins abondant; le volume du matériel apporté a été moins considérable et ne forme qu'une mince pellicule sur les calcaires secondaires et les sables et les argiles tertiaires. Néanmoins, la force d'érosion de ces fleuves traduit de nouveaux mouvements épéirogéniques, un nouveau soulèvement d'ensemble du Massif Central et un nouvel effort des cours d'eau pour retrouver leur profit d'équilibre à la surface du Périgord, redevenu une zone de piedmont en bordure des hauteurs du Limousin. Il s'agit de déterminer le moment et les conditions où s'est déroulé ce nouvel épicycle.

c) *L'âge des graviers pliocènes.*

Faute de fossiles ou d'indications stratigraphiques précises, les géologues datent uniformément de l'époque pliocène les sables et les graviers du Périgord septentrional. En réalité, cette date assez vague peut être précisée; le dépôt de ces formations continentales s'étend sur une très longue période, dont on peut fixer la limite inférieure et la limite supérieure grâce à des passages latéraux vers des formations lacustres et marines. Sables et graviers, dits pliocènes, reposent sur les sables du Périgord, aussi bien dans le Nontronnais et le Ribéracois que dans la Double, où ne les font pas figurer les cartes géologiques (fig. 25). Ils ravinent les formations argilo-sableuses du début de l'Oligocène, comblent des couloirs dus au ruissellement et nivellent les inégalités de la surface des dépôts préstampiens. Cette situation confère donc à leur limite inférieure un âge stampien ou postampien.

De plus, leur accumulation suppose une vigoureuse reprise d'érosion et des mouvements épéirogéniques intenses. Or, c'est au Miocène que se produit le gros effort qui fait surgir les plis les plus importants des Alpes; c'est à ce moment-là que le Massif Central se soulève vers le Sud-Est et se brise selon des directions méridiennes; l'activité des volcans cantaliens débute et va durer jusqu'à la fin de l'ère tertiaire. Il est normal de mettre en parallèle ces divers phénomènes orogéniques et épéirogéniques avec l'épicycle qui a donné naissance au niveau d'érosion recouvert de sables et de graviers datés vaguement du Pliocène, mais qui, en réalité, ont dû commencer à se déposer sur le Périgord dès l'époque miocène.

Comme les sables du Périgord, les graviers mio-pliocènes passent vers le Sud-Ouest à des sédiments dont l'âge est bien connu. On les suit à la surface des sables et des argiles de la Double périgourdine et charentaise et sur les plateaux de l'Entre-Deux-Mers [51]. De là, ils se conti-

nuent dans la « nappe externe » (a) des alluvions pliocènes qui recouvrent le Médoc [119]. Ils recouvrent les faluns helvétiques et les glaises bigarrées du Pontien, sur lesquels ils reposent en discordance. En quelques points du Bordelais, M. Fabre montre même qu'ils passent latéralement aux sédiments burdigaliens et helvétiques qui reposent en discordance sur l'Aquitainien. En somme, la limite inférieure de la nappe externe du Médoc se situe entre la fin de l'Aquitainien et le début du Pontien; elle appartient en entier au Miocène.

A leur tour, les graviers de cette nappe externe sont recouverts par les alluvions de la nappe interne (a) du Médoc, qui contient les lignites d'Hostens et que les géologues datent du Villafranchien et du Sicilien, c'est-à-dire de la fin du Pliocène ou du début du Quaternaire. Ainsi, la limite supérieure des graviers mio-pliocènes est antérieure à la fin du Pliocène, et la durée totale de leur dépôt englobe la plus grande partie du Miocène et du Pliocène.

Leur formation dénote vers l'amont une vive reprise d'érosion, et vers l'aval un niveau de base marin situé au large des côtes océaniques; la grosseur des éléments quartzeux en plein Médoc montre en effet que les cours d'eau conservaient près des rivages actuels de l'Atlantique une pente encore assez forte pour permettre le transport de graviers et de galets. Quoi qu'il en soit, la discordance entre la nappe externe du Médoc et le substratum miocène et la fossilisation des sables du Périgord sous les graviers mio-pliocènes permettent de définir une surface d'érosion contemporaine de ces graviers, postérieure à l'Aquitainien et au Burdigalien et antérieure au Sicilien et au Villafranchien. Son évolution s'étend donc du début du Miocène à la fin du Pliocène, et on peut la qualifier de mio-pliocène; c'est le niveau d'érosion n° III dans le classement général des divers reliefs cycliques du Périgord (tableau I, p. 190).

d) *Extension des graviers mio-pliocènes en Périgord.*

La carte géologique au 1/80.000^e ne représente les graviers mio-pliocènes que sur la feuille de Périgueux, au Nord du confluent de l'Isle et de l'Auvézère, au Nord-Ouest de Brantôme et de Mareuil, ainsi qu'en bordure de la Double, autour de Segonzac et au Sud de Ribérac [3]. En réalité, ils sont beaucoup plus étendus, mais on n'a pas encore pris le soin de les distinguer avec netteté des sables et des argiles oligocènes et des alluvions quaternaires. On en trouve quelques plaques sur les terrains cristallins du Périgord septentrional; mais ils sont très souvent assimilés à des dépôts plus anciens; on ne peut les identifier que par l'aspect clair et menu de leur matériel quartzeux et par leur altitude plus faible que celle des sables oligocènes sur les replats préstampiens.

(a) Les termes de « nappe externe » et de « nappe interne » du Médoc sont empruntés à la thèse de M. A. Fabre : « Les terrains de revêtement du Médoc », Paris, 1939. Il distingue ainsi les graviers pliocènes (nappe externe) des sables quaternaires (nappe interne).

Dans le Sarladais, les formations mio-pliocènes changent sensiblement d'aspect; comme les sables du Périgord, elles proviennent surtout de la décomposition des calcaires sous-jacents; ce sont des sables fins garnis de rognons de silex; il s'y glisse, çà et là, des traînées de cailloux venus du Massif Central à travers le Causse. C'est surtout autour de Masclat, à la limite du Lot, et près de la Canéda, au Sud-Est de Sarlat, que l'on rencontre les replats mio-pliocènes les mieux dessinés, avec une couverture de sables fins et grisâtres, résidu de la désagrégation des grès coniaciens [7].

Dans la Double et le Landais, la carte géologique ne distingue pas les graviers mio-pliocènes des sables du Périgord. Pourtant, dans les coupes des carrières ils se détachent avec netteté par leur couleur claire et par leur situation à la partie supérieure des dépôts d'argiles et de sables rougeâtres, à stratification entrecroisée, qui caractérisent les formations oligocènes. Il faut donc admettre, à la surface de la Double et du Landais, de longues traînées de graviers et de galets mio-pliocènes qui vont rejoindre les nappes externes du Médoc à travers le Libournais et l'Entre-Deux-Mers [5]. A l'Ouest d'une ligne passant par Branne, Libourne et Saint-Mariens, les traînées de cailloutis se rapprochent et forment à la surface des plateaux une nappe continue.

En résumé, les graviers mio-pliocènes du Périgord déterminent, au Nord-Ouest de la région, un vaste cône de déjection très aplati qui se divise vers le Sud-Ouest avant de s'étaler dans la nappe alluviale externe du Médoc. De cette zone d'épandage partent vers l'Est des couloirs d'érosion qui se ramifient autour de Sarlat. Là, ils se raccordent à des replats qui s'étalent sur l'Agenais vers 200 à 210 mètres d'altitude au Nord-Est d'Aiguillon [10]. Ainsi, dans le Périgord mio-pliocène deux zones s'opposent avec netteté : au Nord-Ouest, la surface mio-pliocène joue un très grand rôle et nivelle même les dépôts de la Double et du Landais; par contre, au Sud-Est, elle se réduit à des couloirs d'érosion dans une région devenue, à la fin de l'ère tertiaire, étrangère à la zone de piedmont du Périgord septentrional.

3° LES DÉFORMATIONS DE LA SURFACE D'ÉROSION MIO-PLIOCÈNE.

La surface d'érosion mio-pliocène, quoiqu'elle soit due à un épicycle dont l'œuvre de pénéplanation est demeurée très incomplète, atteint en maints endroits une étendue suffisante pour qu'on puisse en reconstituer l'allure primitive et en découvrir les déformations. A la fin de l'époque pliocène, sous les dépôts qui la recouvraient, elle n'était pas plus parfaite que les niveaux d'érosion précédents. Dans le détail, des cavités et des reliefs résiduels la parsemaient çà et là, noyés par les sables et les graviers descendus du Massif Central. Dans le Ribéracois, tout disparaissait sous une vaste zone d'épandage; mais dans le centre et le sud du pays, d'importantes fractions des surfaces d'érosion éocènes et préstampiennes dominaient les vallées mûres où coulaient des cours d'eau chargés d'alluvions descendues du Limousin et du Cantal.

Tout mouvement d'ensemble, toute déformation locale n'était pas

encore exclue de la région périgourdine. Des dénivellations analogues à celles qui avaient atteint les surfaces d'érosion précédentes allaient se produire dans le niveau d'érosion pliocène. En premier lieu, deux vastes mouvements épéirogéniques s'y reflètent; l'un d'eux détermine une légère inclinaison vers le Sud-Ouest, l'autre vers le Nord-Ouest. En effet, si l'on considère l'altitude des graviers pliocènes, on constate qu'ils se trouvent à 240 mètres à Saint-Pardoux-la-Rivière, à 200 à Segonzac et à 80 près de Libourne. Pour 110 kilomètres, leur pente atteint 160 mètres, soit 1,45 pour 1.000, égale à peu près à celle de la surface préstampienne entre Saint-Pardoux et Segonzac, mais nettement plus faible au delà, vers la Double et le Bordelais, où les zones de consolidation et de stabilité de l'écorce terrestre se sont étendues à la fin de l'ère tertiaire.

Vers le Nord-Ouest, un léger gauchissement s'est également produit; c'est la suite naturelle d'une longue série de mouvements qui ont joué depuis l'ère primaire, entraînant les transgressions des calcaires liasiques et jurassiques sur le Permien et sur les terrains cristallins, puis étendant sur le Jurassique les sédiments crétacés, qui ont gagné eux aussi vers le Nord-Ouest, au point de venir au contact des granites du Nontronnais. A la fin de l'ère tertiaire, cette déformation se traduit par une légère inclinaison de la surface mio-pliocène du Sarladais vers le Ribéracois. Autour de Masclat elle est à 200 mètres d'altitude et domine les rives de la Dordogne de 140 mètres. Vers Mareuil, elle n'est plus qu'à 150 mètres, et la dénivellation qui la sépare du fond des vallées se trouve réduite à 90 ou 100 mètres. Sur 100 kilomètres, la pente atteint environ 50 mètres, soit 0,5 pour 1.000; elle est de moitié moins forte que la pente de la surface préstampienne. D'une période à l'autre on constate donc une diminution dans l'amplitude des déformations épéirogéniques.

Cependant, cette inclinaison ou ce gauchissement vers le Nord-Ouest est suffisamment net et se prolonge dans les Charentes et le Poitou; sans doute fait-il partie des mouvements d'ensemble qui entraînèrent, à la fin du Miocène, l'invasion de la mer des faluns dans la vallée de la Loire, et on peut le mettre en concordance avec les poussées latérales qui continuaient à s'exercer des Alpes vers le Massif Central, provoquant la seconde série des éruptions cantaliennes à base d'andésite.

Dans ces vastes déformations s'insèrent des accidents de détail, faiblement perceptibles, que l'on peut mettre cependant en évidence à l'aide de coupes géologiques et en tenant grand compte de la nature des dépôts et de la situation des replats. Ainsi, autour de la boutonnière jurassique de Chapdeuil, autour du dôme virgulien de Saint-Cyprien, les replats mio-pliocènes marquent un léger soulèvement. Par contre, dans le synclinal cénomanien de Cherval-Champeau, dans celui de Saint-Aquilain-Puy de Fourches, les graviers pliocènes s'accumulent dans de légers fléchissements du sol. Ces accidents, orientés vers le Nord-Est, épousent la direction varisque.

Au pied des terrains cristallins du Périgord septentrional, dans la gouttière de Quinsac à Hautefaye, graviers et sables mio-pliocènes se sont également accumulés en masses épaisses de 15 à 20 mètres et ont subsisté sur les sables du Périgord et le Crétacé, relativement protégés

de l'érosion par le synclinal où ils se trouvent encore logés. En revanche, l'anticlinal cénomanien Sud-Est-Nord-Ouest qui délimite la Double au Nord et passe par Saint-Privat-Chapdeuil a été vigoureusement nettoyé de tout dépôt tertiaire et particulièrement pliocène. Ce sont des accidents d'orientation sud-armoricaine, déjà relevés à maintes reprises dans les ondulations des sédiments périgourdins.

Ces dénivellations, plus ou moins orthogonales, peuvent être contestées, leur ampleur ne dépassant guère une dizaine de mètres. Mais dans le Bordelais elles prennent des dimensions considérables qui effacent tous les doutes. Les dépôts superficiels du Médoc, que M. A. Fabre qualifie de « nappe externe », s'inclinent rapidement de Bordeaux à Arcachon; leur pente atteint une valeur de 70 mètres entre les deux villes, soit 1,5 pour 1.000. Mais elle n'est pas régulière; les sondages la montrent soumise à des variations de profondeur qui révèlent la présence d'anticlinaux et de synclinaux orientés vers l'Ouest-Nord-Ouest (direction sud-armoricaine) et l'Est-Nord-Est (direction varisque); quelquefois, une direction franchement Sud-Est-Nord-Ouest s'intercale dans ces lignes directrices de la tectonique médoquine.

Ces divers accidents confirment les impressions tirées de l'analyse morphologique de la surface d'érosion mi-pliocène en Périgord. Cette surface reflète partout les dénivellations hercyniennes du Bassin Aquitain, mais à un degré très variable. Sur les calcaires jurassiques et crétacés et sur les sables de la Double, les synclinaux et les anticlinaux sont à peine marqués; sur les terrains miocènes du Golfe girondin, ils atteignent plusieurs dizaines de mètres. C'est la preuve irréfutable de l'extension vers le Sud-Ouest des zones de rigidité de l'écorce terrestre en bordure du Massif Central. Ces zones se sont étendues, à la fin de l'ère tertiaire, jusqu'auprès de la Garonne et même sur la rive gauche de la Gironde. Les zones de subsidence ne se sont maintenues que dans le triangle Bordeaux-Soulac-Arcachon.

L'âge de ces déformations pose un problème d'orogénèse. Quand et comment se sont-elles produites? Il semble bien que sous la poussée verticale des dépôts il y ait eu, au pied du Nontronnais, un léger fléchissement où se sont accumulés les graviers pliocènes; la dénivellation serait contemporaine des dépôts. C'est à la même conclusion qu'aboutit M. A. Fabre dans son étude de la nappe externe du Médoc. Et comme la limite supérieure de cette nappe est demeurée sensiblement rectiligne, sans creux ni bosse, contrairement à la limite inférieure, il en conclut, non sans raison, à l'arrêt des déformations locales depuis le dépôt des graviers. Ainsi donc, les synclinaux et les anticlinaux, qui ploient en sens divers la surface d'érosion mio-pliocène, sont contemporains des dépôts qu'ils affectent, et depuis la fin du Tertiaire ils ont cessé de jouer.

Il ne peut en être de même des grands mouvements d'ensemble qui ont incliné le niveau d'érosion mio-pliocène à la fois vers le Sud-Ouest et le Nord-Ouest. Ce sont eux qui ont déchaîné l'érosion quaternaire, en obligeant les cours d'eau à creuser à travers les dépôts tertiaires les vallées actuelles. Lorsque la plate-forme pliocène se couvrait de débris arrachés au Massif Central, elle établissait sa pente en fonction d'un niveau de

base fort éloigné à l'Ouest du rivage actuel, comme le prouve la grosseur des éléments qui constituent la nappe externe du Médoc. Les rivières pliocènes coulaient ainsi selon une pente différente de celle que suivent les cours d'eau actuels. Entre ces deux périodes, des gauchissements, des soulèvements d'ensemble se sont produits à l'Ouest du Massif Central; ils datent de la fin du Pliocène et du Quaternaire et reflètent de nouvelles poussées venues des Alpes et des Pyrénées, au moment où l'ensemble de ces deux massifs se soulevait au-dessus des plaines voisines et offrait à la morsure des glaciers et des torrents des pentes extrêmement vigoureuses.

En résumé, les déformations d'ensemble sont récentes et ont mis fin à l'épicycle mio-pliocène; les déformations de détail sont contemporaines de la mise en place des dépôts; elles ont débuté au Burdigalien et se sont poursuivies jusqu'au Villafranchien ou au Sicilien.

4° LE RÔLE DE LA SURFACE D'ÉROSION MIO-PLIOCÈNE DANS LE RELIEF ACTUEL

Comme les niveaux d'érosion précédents, la surface mio-pliocène joue dans le relief actuel un rôle très variable selon la région considérée. Aussi, pour mettre en valeur sa morphologie, est-il bon de l'analyser dans chacune des quatre zones délimitées par les grandes vallées périgourdines.

a) *Au Nord de la Dronne.*

Les dépôts datés du Pliocène par les cartes d'état-major recouvrent, entre le Nontronnais et la Double, les sables du Périgord. Leur situation est ici exactement la même que celle des sables du Périgord sur le sidérolithique autour de Vergt et de Villamblard. La surface mio-pliocène est donc au-dessus ou bien au même niveau que la surface préstampienne dans cette partie de la région. Autour du dôme jurassique de Chapdeuil, on peut en fixer l'altitude à 200 mètres; vers Saint-Angel, elle atteint 220 mètres, et redescend à 200 mètres autour de Saint-Martin-le-Peint et d'Hautevey. Dans toute cette région elle forme des dos de terrains couverts de landes et de bois qui passent peu à peu vers le Nord-Est, au niveau puis au-dessous des dépôts oligocènes (fig. 30).

Le niveau pliocène pénètre dans le Nontronnais par d'étroits couloirs d'érosion, et s'élève à 240 mètres à Savignac-de-Nontron et au Nord de Saint-Pardoux. Les replats, qu'il a laissés au flanc des vallées, diminuent d'étendue vers l'amont, et, comme on le verra, en reliant cette surface aux surfaces de même âge des régions voisines, ils ne tardent pas à disparaître dans des gorges et des ruptures de pente qui marquent l'extrême limite atteinte par le cycle d'érosion pliocène.

b) *Entre la Dronne et l'Isle.*

Entre la Dronne et l'Isle se trouve la partie la plus originale de la surface d'érosion mio-pliocène. C'est celle qui nivelle les dépôts meubles de la Double, vers 100 mètres à l'Ouest et 150 mètres à l'Est; elle déploie

sur l'horizon boisé du pays ses lignes droites et ses profils fuyants. On pourrait croire cependant que l'érosion pliocène aurait dû mordre plus vivement dans les argiles et les sables doubleauds que sur les calcaires crétacés du Ribéracois, et qu'il devrait y avoir entre les deux formations une dénivellation sensible. Il n'en est rien, car la surface mio-pliocène, presque horizontale dans cette région du Périgord, coïncidait avec les profils d'équilibre des cours d'eau, et l'érosion subaérienne, ne pouvant creuser au-dessous de ces profils, nivelait d'une manière uniforme calcaires et argiles sableuses. Aujourd'hui, d'un belvédère tel que celui de la Trappe-de-Bonne-Espérance, à l'Ouest d'Echourgnac, on ne distingue pas, vers le Nord-Est, le front d'une barre rocheuse au point où les sables du Périgord cessent de couvrir les calcaires crétacés; tout est uniformément nivelé par la dernière plate-forme d'érosion tertiaire. Toutefois, il faut reconnaître que, si elle s'est conservée sous forme de larges plateaux autour de Brantôme et de Mareuil, sur les sédiments secondaires, elle est très disséquée sur les dépôts meubles de la Double, où elle se réduit à des crêtes, des buttes et quelques replats (carte VIII, p. 193).

A l'Ouest d'une ligne passant par Thiviers et Périgueux, la surface d'érosion mio-pliocène est située au-dessus ou au niveau de la surface préstampienne. Dans la région doubleaude l'écart atteint 80 et 100 mètres (fig. 25). A peine sortie de ce pays de sables et d'argiles, la surface préstampienne se rapproche de la surface mio-pliocène, et pratiquement elle se confond avec elle autour de Périgueux. Mais vers le Nord-Est, on peut de nouveau les distinguer l'une de l'autre; c'est alors la surface mio-pliocène qui est subordonnée à la surface préstampienne (fig. 30). Sur la rive droite de l'Isle et de la Loue, de Sarliac à Excideuil, des replats presque continus portent des éléments quartzeux semblables aux graviers de Sceau-Saint-Angel. On peut, par leur faciès, les distinguer des sables du Périgord et les attribuer à l'époque pliocène. Leur altitude confirme cette première donnée géologique; ils se tiennent entre 200 et 210 mètres aux hameaux de Chardeuil, de la Servélie et de Maison-Rouge, à l'Ouest d'Excideuil. Ils viennent buter contre les terrains cristallins du Périgord septentrional et se relèvent légèrement, pour atteindre 230 mètres entre Nanthiat et Nantheuil. Ils se réduisent ensuite à des couloirs d'érosion le long de l'Isle et de la Loue et pénètrent peu profondément, comme on le verra plus loin, dans le Limousin méridional.

c) *Entre l'Isle et la Dordogne.*

Sur les sables du Landais, comme sur ceux de la Double, la surface d'érosion mio-pliocène est fort mal conservée. Elle se tient autour d'une centaine de mètres d'altitude absolue et passe sans dénivellation sensible sur les calcaires crétacés de la région d'Issac, de Maurens et de Lembras. Dans toute cette zone elle se situe au-dessus de la surface préstampienne; mais vers Villamblard, Liorac et Vergt elle passe au-dessous et ses replats dessinent le long du Vern, de la Crempse et du Caudeau une banquette entre 150 et 160 mètres. Elle épaula la masse du Puy-Donon à une altitude de 180 mètres, à 30 mètres environ au-dessous des débris de la surface

préstampienne (photos VIII et IX). Autour des Eyzies et de Saint-Léon-sur-Vézère, elle atteint 200 mètres. Les replats, qu'elle a laissés au-dessus des vallées, en particulier aux Selves, hameau situé au Nord de Manaurie et à Cumont près du Bugue, sont couverts de sables fins, légèrement teintés de rouge par les oxydes ferreux contenus dans les calcaires coniaciens (carte VIII et fig. 27).

Sur les deux rives de l'Auvézère et près de Thenon, elle se hausse à 220-230 mètres (replats de Fanlac, du Temple-Laguyon) et dessine quelques plates-formes en bordure méridionale du massif de Châtres, à Bord, à la Chapoulie et de part et d'autre de Peyrignac. De là, elle pénètre, par d'étroits couloirs d'érosion le long de l'Ellé et du Taravellou, dans la partie occidentale du bassin de Brive, qu'elle aborde également par l'Ouest, vers Hautefort. Les replats de Boisseuil et de Lanouaillette, vers 220 mètres, à 60 mètres au-dessous des croupes préstampiennes, peuvent lui être attribués. Ainsi, l'écart entre les niveaux d'érosion tertiaires s'accroît du Sud-Ouest au Nord-Est. Par les replats de Monchenil et de Lussaud, au Nord-Ouest de Boisseuilh, la surface mio-pliocène vient buter contre le massif cristallin de Génis-Monchabrol et, par des séries presque horizontales de ressauts, pénètre dans le Limousin par la vallée de l'Auvézère.

Entre la Dordogne et la Vézère, le regard saisit les premiers éléments de la surface mio-pliocène à 80 mètres d'altitude absolue autour du Signal de Saint-Georges où ils portent les hameaux des Valades, du Clapier, à 120 mètres environ d'altitude relative. Autour des deux Beunes, on les retrouve à 200 mètres jusqu'auprès de Proissans (photo XV). Dans la région de Sarlat, près de la Canéda, de nombreuses petites plaines, sorte de « poliès » perdus au milieu des chicots calcaires du Coniacien et que les cartes géologiques au 1/80.000^e signalent comme des plateaux sableux [127], peuvent être rattachées, par leur altitude de 210 à 220 mètres, au niveau mio-pliocène. Autour de Carlux et de Salignac, ce niveau atteint 220 mètres et aborde le Quercy, sans dénivellation, à 240 mètres autour de Borrèze, de Nadaillac-le-Sec et du confluent du Coly et de la Vézère. Dans toute cette région, son altitude relative se maintient autour de 110 à 120 mètres; sa pente est donc à peu près la même que celle des cours d'eau actuels qui ont presque atteint leur profil d'équilibre quand ils traversent le Périgord.

d) Au Sud de la Dordogne.

Dans les terrains tertiaires du Bergeracois, la surface d'érosion mio-pliocène ne se révèle que par son altitude; sables et graviers du Landais ne traversent pas la vallée de la Dordogne; pour les retrouver il faudrait aller vers l'Ouest, dans l'Entre-Deux-Mers où s'effectue le raccordement entre les dépôts pliocènes du Périgord et la nappe externe du Médoc, ou bien pousser vers le Sud, au confluent du Lot et de la Garonne, où on les retrouverait près de Saint-Julien, à 140 mètres environ au-dessus des cours d'eau actuels. Cependant, on peut déceler, entre Bergerac et Eymet, un niveau d'érosion très net, recoupant indifféremment les calcaires stampiens, sannoisiens ou ludiens, vers 150-160 mètres d'altitude. Cette surface

nivelle la plupart des sommets autour de Monbazillac, de Saint-Perdoux et de Sigoulès; on lui doit les calmes horizons aux lignes fuyantes que l'on aperçoit du haut de la butte de Puyguilhem en direction du Nord-Est (photo X). Seuls, quelques sommets, couronnés de calcaire aquitanien très résistant, la dominent çà et là, de 30 à 40 mètres, à Thénac, à Loubès-Bernac, au moulin de Monbos [8]. Plus à l'Est, entre Beaumont et Monpazier, elle atteint 180 à 200 mètres et coïncide à la fois avec les niveaux d'érosion éocène et préstampien et avec les surfaces structurales des calcaires de Saint-Cernin et de Monbazillac. Ce n'est pas la première fois que l'on constate d'étroites relations entre surface structurale et surface d'érosion; ainsi, le long de la vallée de la Couze, les surfaces structurales, déterminées par les bancs calcaires du Maestrichtien, ont constitué des niveaux de base temporaires en fonction desquels se sont formées en amont des surfaces cycliques.

Quoi qu'il en soit, le niveau d'érosion mio-pliocène retrouve son individualité vers l'Est, en se tenant à une altitude inférieure à celle des niveaux d'érosion antérieurs. Autour de la vallée de la Nauze, près de Belvès, les croupes de 190 mètres sont fort nombreuses et le profil transversal, qui s'appuie sur elles, dessine une large vallée mûre. Il en est de même le long de la Lémance, près de Villefranche-du-Périgord. Plus à l'Est, la lourde masse du plateau de Bord domine des plateaux ou des plaines couvertes de sable fin; c'est auprès de Masclat, à la limite du Lot et de la Dordogne, que ces plaines sont le mieux développées; elles atteignent là 210 à 220 mètres au-dessus du niveau de la mer. A la même altitude, sur les bords du Lot, on trouve les replats des Mauroux et de Grézels près des ruines de la ville d'Orgueil, à 140 mètres au-dessus de la vallée et à 30 ou 40 mètres au-dessous de la surface préstampienne. De là, le niveau d'érosion mio-pliocène passe sur le Quercy en s'élevant très légèrement.

CONCLUSION.

Ainsi, l'épicycle, qui a débuté après l'Aquitanien pour prendre fin au Villafranchien, a créé en Périgord une surface d'érosion incomplète et fortement démantelée. Mais ses débris permettent de la reconstituer et de la suivre de replat en replat, de croupe en croupe, et de dépôt de graviers en dépôt de graviers à travers tout le Périgord. Son altitude et son allure aident à la distinguer des surfaces d'érosion précédentes. Elle passe de 100 mètres d'altitude à l'Ouest à 220 mètres à l'Est, tandis que la surface préstampienne est à 30 mètres à Bergerac et à 260 mètres à Domme et la surface éocène à 10 mètres dans le Landais et à 300 mètres dans le Sarladais. Ainsi le mouvement de bascule vers le Sud-Ouest s'est atténué au cours de l'ère tertiaire (fig. 30).

En résumé, la surface mio-pliocène nivelle donc la Double, le Landais et la plus grande partie du Bergeracois, sauf quelques buttes d'Aquitanien qui la surmontent d'une trentaine de mètres. Elle se confond avec les surfaces éocène et préstampienne autour de Périgueux, de Vergt et de Monpazier. Puis elle passe nettement au-dessous et vient buter contre les terrains cristallins du Périgord septentrional où elle ne pénètre que par

d'étroits couloirs d'érosion. Elle démantèle le Sarladais et le « Pays au Bois » de Belvès en mordant sur les plateaux couverts de sidérolithique et de sables du Périgord, et elle parvient au Quercy avec une altitude de 210 à 220 mètres. Il reste à montrer comment elle se raccorde, dans les régions du pourtour, aux autres surfaces d'érosion du même âge.

5° LA SURFACE D'ÉROSION MIO-PLIOCÈNE AUTOUR DU PÉRIGORD.

a) *Dans le Quercy.*

Sur les Causses du Quercy, M. Clozier a signalé deux surfaces pliocènes à 280-300 mètres et à 240-260 mètres [84]; le faible écart entre ces deux niveaux laisse croire qu'il s'agit en réalité de surfaces appartenant au même épicycle, mais envisagées en des points différents. Ainsi, autour de Labastide-Murat et vers le Limargue, un niveau de 300 mètres est fort bien représenté; en revanche celui de 240-260 mètres, « un des plus nets du Quercy », écrit M. Clozier, n'est très bien développé qu'autour de Martel où il est recouvert de dépôts portant l'indice *m*, sur la carte géologique au 1/80.000^e, mais que l'examen sur le terrain permet d'assimiler aux sables qui recouvrent, vers 210 mètres d'altitude, les plaines de Masclat et de la Canéda en Périgord [7]. De la sorte, la surface qui nivelle ces plaines se hausserait à 240-260 mètres vers Martel et à 300 mètres à Labastide-Murat.

Au Sud de la Dordogne, le niveau 240-260 n'a que 230 mètres d'altitude autour de Lavercantière et, de là, il descend vers l'Ouest par les replats qui entourent le confluent du Lot et de la Lémance, à 210-220 mètres d'altitude. En revanche, cette surface d'érosion se relève lentement vers l'Est et se prolonge vers le Limargue par le niveau de 300 mètres. Elle vient donc buter contre les terrains cristallins du Massif Central à 320 mètres environ au-dessus du niveau de la mer. Ainsi, au Sud comme au Nord de la Dordogne, si l'on considère l'identité dans la nature des dépôts et si l'on tient compte d'une inclinaison normale de 0,15 pour 100, les surfaces pliocènes du Quercy, de 300 mètres à Labastide-Murat et de 240 mètres à Martel et à Lavercantière, se raccordent très bien, vers 210-220 mètres, aux limites du Causse, avec le niveau d'érosion mio-pliocène du Périgord.

b) *Dans le Ségala.*

M. Meynier, qui a décrit de nombreux replats le long de la vallée du Lot en aval d'Entraygues, en énumère huit, mais il en attribue plusieurs à des niveaux de base locaux, ce qui est fort vraisemblable [191]. Toutefois, quelques-uns d'entre eux, comme celui de Saint-Laurent-d'Olt, ont une grande importance morphologique car ils se continuent vers l'aval par des surfaces planes qui témoignent de l'existence d'anciennes vallées mûres. De sorte que par ces surfaces on voit le niveau d'érosion mio-pliocène du Causse, qui atteint les terrains cristallins à 310-320 mètres d'altitude le long de la faille de Villefranche, pénétrer dans le Ségala par des couloirs d'érosion le long du Lot et de la Truyère et se raccorder à la

rupture de pente de Saint-Laurent-d'Olt à 496 mètres d'altitude. Ainsi, les reliefs cycliques, qui nivellent la Double et le Landais vers 120 mètres, se terminent à près de 400 mètres plus haut dans les roches dures et sombres du Massif Central.

c) *Dans le Limousin.*

Le long des vallées limousines et sur les plateaux de Bellac et de Limoges, M. Perpillou a fort bien mis en valeur un niveau d'érosion mio-pliocène qu'il distingue par l'indice IIb [212]. Il le montre attaquant les terrains tendres du Bassin de Brive à 220 mètres d'altitude, exactement à l'altitude qui a été indiquée plus haut en procédant de proche en proche, du Bergeracois au Limousin, pour suivre les traces du dernier épicycle tertiaire.

En dehors du Bassin de Brive, cette surface d'érosion est bien marquée par les plateaux de la Basse-Marche qui atteignent 280 mètres et que recouvrent des dépôts burdigaliens et pontiens à faciès alluvial. Cette couverture doit correspondre à la limite inférieure des graviers, dits pliocènes, du Périgord. Elle est composée de lits d'argiles et de limons entrecroisés avec des cailloutis menus, assez roulés et à peine altérés. On rattache ces dépôts aux sables de Sologne dus à la transgression helvétique de la mer des Faluns qui a provoqué, au Sud de la Loire, une zone de remblaiement. Tous ces faits précisent l'âge de cette surface d'érosion qui s'étend autour du Limousin, du Berry au Périgord et pénètre profondément dans les terrains cristallins des alentours de Limoges.

M. Perpillou la signale, en effet, autour de cette ville sous forme de vastes plateaux, de sorte qu'il a appelé son cycle d'érosion IIb, le cycle du plateau de Limoges. Il le situe à 280 mètres d'altitude et le montre s'abaissant lentement vers l'Ouest et le Sud-Ouest jusqu'à 200 mètres dans la région de Thiviers, au point où il se raccorde avec le niveau périgourdin de même âge. Une étude très poussée a permis à M. Perpillou de reconstituer l'allure primitive de cette surface d'érosion dans les terrains cristallins du Limousin; elle se composait de larges vallées mûres, partiellement remblayées de cailloutis et de graviers quartzeux, mais démantelées ensuite par les cycles quaternaires. En somme, cette surface mio-pliocène correspond à une étape assez complexe du relief cyclique dans l'Ouest du Massif Central.

Les larges vallées mûres sont réduites aujourd'hui à l'état de replats le long des pentes qui dominent les cours d'eau actuels. En les suivant vers l'amont, on voit ces replats aboutir à des gorges et à des ruptures de pente sur tous les cours d'eau qui rayonnent autour du Limousin, en particulier sur ceux qui traversent le Périgord. Sur la Tardoire, la rupture de pente de l'épicycle mio-pliocène se trouve à 305 mètres d'altitude, près du Moulin des Jarosses, au Nord-Ouest de Chalus. Sur le Bandiat, elle est au moulin de Mas Bertier, au Nord de Pinsol, par 310 mètres d'altitude. Sur la Dronne, on peut la fixer au Mas du Bois, auprès d'une vieille forge, dans la commune de Dournazac, à une altitude de 300 mètres environ. Sur l'Isle, elle atteint 335 mètres en aval de la Meyze, près de la Roche-l'Abeille. Pour la Loue, il faut remonter aux gorges de Boisse, entre Saint-

Yrieix et Sarlande, à 315 mètres. Pour l'Auvézère, la rupture de pente se trouve située au Sud de Benayes, dans les gorges de Doignon, à 320 mètres. Sur la Vézère, dont le débit est plus abondant, la rupture de pente est sensiblement plus élevée et se perd dans le bas des gorges de Treignac, par 360 mètres au-dessus du niveau marin. Mais sur la Corrèze, l'altitude est légèrement plus faible : 340 mètres dans les gorges situées en aval du village de Corrèze (fig. 46). Par contre, sur la Dordogne, il faut atteindre les gorges de Saint-Julien, au confluent de la Diège, par 410 mètres, pour retrouver le point où s'arrête actuellement la vague d'érosion déclenchée par l'épicycle mio-pliocène. Et sur la Cère, c'est en aval de Laroquebrou, à 420 mètres d'altitude, que commencent les célèbres gorges où se fixe la rupture de pente de la dernière surface d'érosion tertiaire (fig. 31).

En aval de toutes ces ruptures de pente, on voit se détacher du thalweg actuel des replats au profil adouci : ils s'écartent les uns des autres et une coupe transversale les montre comme autant d'éléments d'une ancienne vallée mûre démantelée par recusement récent. Ainsi, le long de l'Isle, pour apercevoir la naissance des replats qui font suite à la rupture de pente de la Meyze, il faut atteindre le Chalard, à la limite des départements de la Dordogne et de la Haute-Vienne. A partir de là, ils se développent vers l'aval et portent des hameaux et des villages autour de Jumilhac-le-Grand : la Morandie, la Morélie, La Valade, Saint-Paul-la-Roche, à 250 et 260 mètres (fig. 29). Vers Thiviers, ces débris de la surface mio-pliocène ne sont plus qu'à 220 mètres, près des hameaux du Cluzeau, de Puyfebert et de Vaudrude, autour de Corgnac [3].

En amont du Périgord, ce dernier niveau d'érosion tertiaire étend donc son influence jusqu'au cœur du Massif Central, à travers le Bassin de Brive et les Causses du Quercy. Il correspond aux plateaux de la Besse, cycle II de M. Demangeon, au cycle IIb de M. Perpillon. M. Meynier n'a pas pu en tenir compte dans sa classification. Mais sur les Causses du Quercy, M. Clozier l'a identifié avec deux surfaces qui en réalité n'en forment qu'une puisqu'elles se raccordent de l'Est vers l'Ouest par une pente régulière, celle de 280 mètres autour de La Braunhie s'inclinant vers celle de 240 mètres autour de Thédirac et de Lavercaillère (tableau I).

c) *Dans le Bassin Aquitain.*

La surface d'érosion mio-pliocène, qui nivelle les strates tertiaires du Bergeracois, se prolonge dans l'Agenais et l'Entre-Deux-Mers, recoupant les divers étages du Ludien au Chattien, ne laissant çà et là que des buttes et des crêtes allongées de calcaire aquitainien ; à Feugerolles, près de Marmande, elle est encore à 180 mètres d'altitude ; elle s'est abaissée d'une quarantaine de mètres depuis Tournon-d'Agenais. A Saint-Julien, près d'Aiguillon, elle atteint 210 mètres sur une plaque de graviers pliocènes semblables à ceux de la Lomagne [10]. Au Sud-Ouest de Marmande et au Nord de Bordeaux, une dénivellation assez brusque fait disparaître les sables et les graviers pliocènes sous les sables des Landes et les alluvions des plus anciennes terrasses de la Garonne. Ils forment la nappe alluviale externe du Médoc, que M. Fabre a montrée, passant en partie

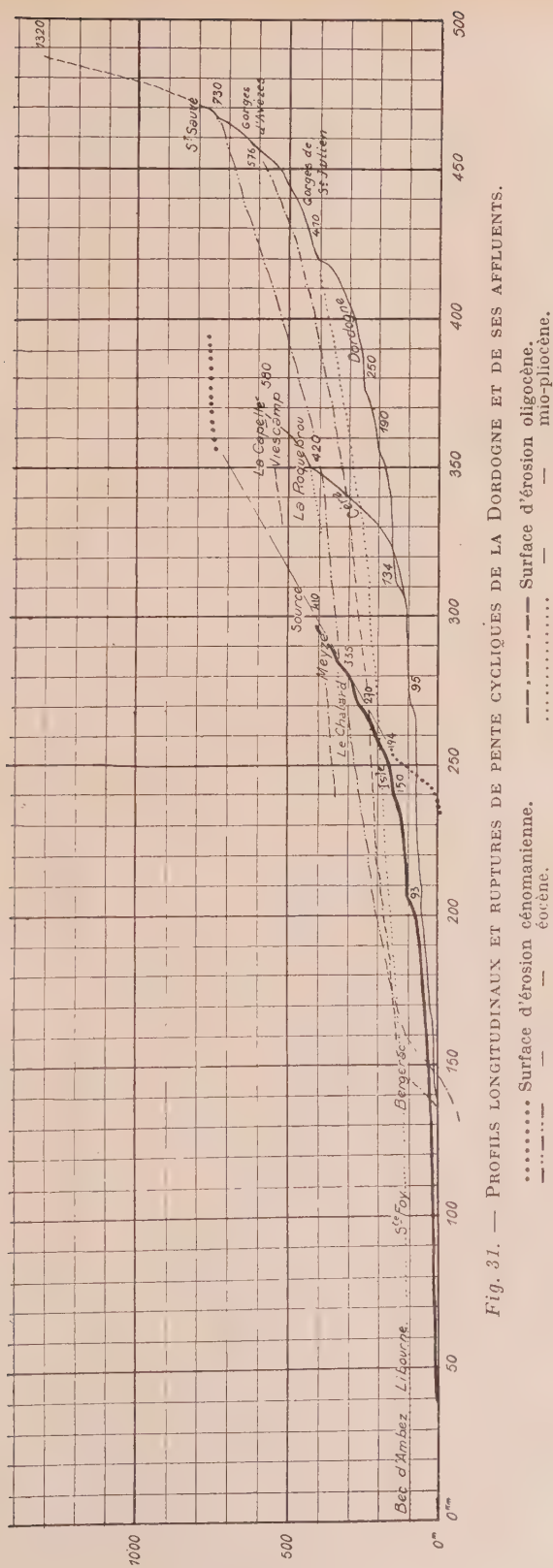


Fig. 31. — PROFILS LONGITUDINAUX ET RUPTURES DE PENTE CYCLIQUES DE LA DORDOGNE ET DE SES AFFLUENTS.

TABLEAU I

TABLEAU DES SURFACES D'ÉROSION

CLASSIFICATION et âge des surfaces d'érosion	NOMENCLATURE DES SURFACES D'ÉROSION D'APRÈS M. M. :							Tardoire
	Demangeon	Baulig	Clozier	Perpillou	Meynier	Fabre	INDICES PROPOSÉS	
Surface stéphanienne...	I (Mon- tagne)	A ¹ (Précar- bonifé- rien)					A ¹	
Surface préliasique.....	I	A ²		I ^a (Post- hercy- nien)	Plate- forme du Lévezou		A ²	
Surface cénomaniennne ..	I	I (Céno- manien)		I ^b (Céno- manien) ou Infra- Crétacé	Niveau d'éro- sion post- sénio- nien		A ³	
Surface éocène.	II Plate- forme de la Besse	II (Éocène)	440 (Éocène)	II ^a Plateau de Tulle- Uzerche (éogène)	Plate- forme du Ségala	Surface sous- jacente aux sables infé- rieurs	I	
Surface préstampienne ..	II	III	395-400	II ^a	Surface oligo- miocène du Bassin d'Au- rillac	Surface sous- jacente au calcaire de Blaye	II	380 ^m N.-O. de Chalus (source)
Surface miopliocène	II	IV	280-300 240-260	II ^b Plateau de Limoges		Nappe alluv. externe N. P 1-2	III	305 ^m M ⁿ des Jarosses N.-O. de Chalus

DU BASSIN AQUITAIN SEPTENTRIONAL

ALTITUDE ET LIEU OU DÉBUTENT LES RUPTURES DE PENTE ET LES REPLATS DES SURFACES D'ÉROSION									DÉPÔTS de couverture
Bandiat	Dronne	Isle	Loue	Auvézère	Vézère	Corrèze	Dordogne	Lot	
					897 ^m source	860 ^m			Grès, schistes, argiles du Permo-Car- boniférien.
					830 ^m Étang de St-Merd- les- Oussines (aval)	810 ^m Dada- louze		1.027 ^m Le Bley- mard	Grès du Trias et du Rhé- tien.
					730 ^m Confluent de l'Épine	750 ^m Dada- louze		860 ^m Gorges de Ste-Hé- lène (amont)	Calcaires gros- siers du Cé- nomanien.
					620 ^m Saut de la Virolle	660 ^m Hameau de Bordes au N. de St-Yrieix le-Déjalat	730 ^m St-Sauve	750 ^m Gorges de Ste-Hé- lène (aval)	Argiles versico- lores et sables sidérolithi- ques
405 ^m Puy- Counieux (source)	400 ^m N.-O. de Bus- sières- Galant	440 ^m Janai- lhac (source)	420 ^m M ⁿ de Cherveix N.-E. de St-Yrieix	440 ^m N.-E. de Benayes (source)	460 ^m Gorges de Treignac (amont)	465 ^m 5 km. en amont de Corrèze	576 ^m Gorges d'Avèze (S. de Bour- Lastie)	588 ^m Confluent Colagne- Lot	Sables, graviers et argiles du Périgord.
340 ^m M ⁿ de Masber- tier N. de Pinsol	300 ^m Forge au S. de Dour- nazac	335 ^m La Meyze, près La Roche- l'Abeille	345 ^m Gorges de Boisse, entre Saint- Yrieix et Sarlande	320 ^m Gorges de Doignon S. de Benayes	360 ^m Gorges de Treig- nac (aval)	340 ^m Gorges en aval de Corrèze	440 ^m Confluent de la Diège	496 ^m Saint- Laurent d'Oit	Sables et gra- viers plio- cènes.

latéralement au Burdigalien et à l'Helvétien, et située sous des dépôts ligniteux de la fin du Pliocène [119]. On peut donc la dater du début du Pliocène et de la fin du Miocène. Autour du Bassin d'Arcachon, elle tombe, par sa limite inférieure, à 40 mètres au-dessous du niveau de la mer.

En revanche, elle se maintient à une altitude assez élevée au Nord de la Gironde, dans les Charentes et l'Angoumois. Elle est à 150 mètres dans la forêt de la Braconne, et de là elle descend vers l'Océan pour atteindre seulement une centaine de mètres vers Segonzac, Sainte-l'Heurme et Montendre où elle est couverte de sables quartzeux et de galets à facettes. De plus en plus réduite, elle disparaît avant l'Océan sous l'influence de l'érosion récente, mais on peut estimer qu'elle atteindrait le rivage, si elle avait subsisté, avec une altitude de 60 à 80 mètres. Ainsi l'aire de subsidence qui la déforme autour d'Arcachon ne s'est pas étendue au Nord de la Gironde [207].

CONCLUSION.

Comme les deux premiers niveaux tertiaires, le niveau d'érosion mio-pliocène s'étend donc sur le Massif Central et le Bassin Aquitain. S'il mord moins profondément dans les roches cristallines du Limousin et du Ségala, il gagne en surface vers l'Ouest et ne disparaît qu'au Sud de la Garonne sous les alluvions quaternaires (carte VIII).

Sa pente vers le Sud-Ouest et le Nord-Ouest est plus faible que celle des surfaces éocène et préstampienne. Sans doute est-il affecté lui aussi de déformations orthogonales qui reflètent la persistance jusqu'à la fin du Tertiaire d'un même style tectonique d'origine hercynienne, mais ces ondulations sont moins accusées que les précédentes. Bref, à la fin de l'ère tertiaire, sans être parvenue à une stabilité totale, l'écorce terrestre, au Nord du Bassin Aquitain, a perdu de sa plasticité; ses dénivellations locales ont diminué d'ampleur et ses mouvements d'ensemble sont devenus moins intenses.

CONCLUSION GÉNÉRALE SUR LES TROIS NIVEAUX D'ÉROSION TERTIAIRES.

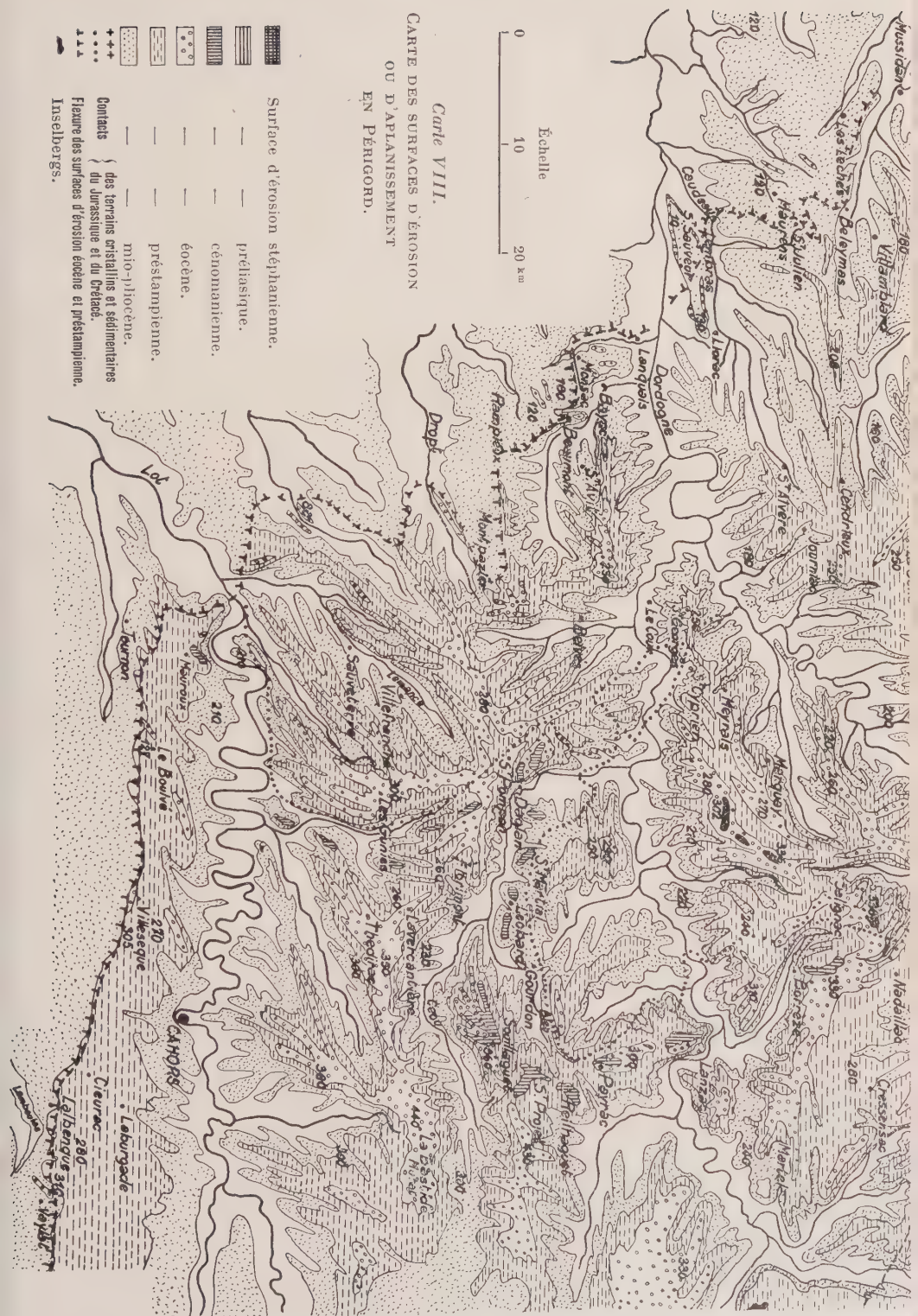
1° *Caractères communs.*

a) *Topographie et dépôts de couverture.* — Les trois niveaux d'érosion tertiaires, le niveau I éocène, le niveau II préstampien et le niveau III mio-pliocène se ressemblent au point que la description de l'un doit rappeler celle des deux autres. Ils s'étendent, tous trois, au Périgord Central, Septentrional et Oriental. Ils se traduisent dans le relief soit par des plateaux, soit par des croupes de même altitude, soit par des replats sur les versants des vallées. Ils sont l'œuvre d'épicycles et non de cycles complets. Aussi, au lieu d'atteindre aux formes planes des pénéplaines secondaires, conservent-ils à leur surface des débris de relief cylique antérieur et des dépressions ou des cavités mal effacées. Ils sont encore partiellement fossilisés par des dépôts continentaux que l'on peut distin-

Carte VIII.
CARTE DES SURFACES D'ÉROSION
OU D'APLAINISSEMENT
EN PÉRIGORD.

Échelle
0 10 20 km

- Surface d'érosion stéphanienne.
— prélasique.
— céromanienne.
— éocène.
— préstampienne.
— mio-pliocène.
— contacts { des terrains cristallins et sédimentaires
du jurassique et du crétacé.
Fleuve des surfaces d'érosion éocène et préstampienne.
Inselbergs.





guer les uns des autres, mais qui ont assez d'aspects communs pour être souvent confondus sur les cartes géologiques par les mêmes teintes et les mêmes signes. La plupart de ces dépôts proviennent du Massif Central et doivent être considérés comme des alluvions très anciennes, transportées par des cours d'eau à régime tropical et déposées soit dans des zones d'accumulation en fonction de niveaux de base marins ou lacustres, soit sous forme de cônes de déjection à la surface d'une plaine de piedmont par simple effet de la pesanteur et de la diminution de pente des thalwegs.

b) *Déformations.* — Ces niveaux d'érosion fossilisés ont été déformés selon un style tectonique propre au Périgord et aux régions avoisinantes. Sous l'influence de vastes mouvements épéirogéniques, ils se sont inclinés vers le Sud-Ouest et vers le Nord-Ouest, et, par suite d'une série de zones de rigidité ou de subsidence dans le substratum secondaire et primaire, ils se sont déformés çà et là, dessinant des dômes et des cuvettes selon une disposition orthogonale, en fonction des deux directions, varisque et sud-armoricaine. Les grandes déformations d'ensemble proviennent des poussées latérales exercées sur le Massif Central par les plissements pyrénéens et alpins; les déformations locales paraissent dues plutôt à de simples poussées verticales agissant sur d'anciens accidents hercyniens et les faisant rejouer.

La disposition particulièrement curieuse de ces accidents hercyniens, selon deux directions qui forment souvent entre elles un angle droit, s'étend hors du Périgord, en Charente, et dans le Bordelais où M. A. Fabre l'a mise en évidence en étudiant la géologie du Médoc. Au delà même de ces limites, M. Bourcart, dans un article sur les résultats d'ensemble d'une étude du Quaternaire et du Pliocène marin du littoral atlantique du Maroc et du Portugal, a montré dans la structure tectonique des rivages océaniques deux séries également d'accidents très anciens, ayant sans cesse rejoué au cours des ères géologiques [57]. La première, de direction O.S.O.-E.N.E., est qualifiée de méditerranéenne et se rattache aux déformations d'orientation varisque. La seconde série, perpendiculaire à la première, est dite atlantique et suit la direction sud-armoricaine. Elles interfèrent les unes avec les autres pour dessiner les grandes lignes du rivage océanique. On les retrouve dans le Nord-Est du Bassin Aquitain et, par suite, la tectonique périgourdine se rattache à un vaste ensemble architectural de l'écorce terrestre que l'on peut qualifier d'océanique ou mieux d'atlantique.

2° Différences entre les trois niveaux d'érosion tertiaires.

Mais malgré de profondes analogies entre les trois niveaux d'érosion, éocène, préstampien et mio-pliocène, de nombreuses différences permettent d'attribuer à chacun d'eux quelques caractères très particuliers. Ces différences sont à la fois d'ordre géologique et d'ordre morphologique.

a) *Différences géologiques.* — Au point de vue géologique, les niveaux d'érosion tertiaires diffèrent surtout par la nature des dépôts qui les recouvrent. Le sidérolithique, formation éluviale, avec ses croûtes latéritiques, ne peut se confondre avec les dépôts de transport qui reposent sur

les surfaces préstampienne et mio-pliocène. A leur tour ces dépôts ne peuvent être confondus les uns avec les autres. Les sables du Périgord préstampiens sont plus riches en argile, plus imprégnés d'oxyde de fer et plus altérés que les graviers pliocènes, aux teintes claires et aux galets moins vigoureusement roulés. Leurs différences de faciès et leur fréquente superposition aident ainsi à distinguer assez aisément les uns des autres ces trois sortes de terrains d'origine continentale à la surface des collines périgourdines.

b) *Différences morphologiques et tectoniques.* — Ce sont ces oppositions de faciès qui permettent également de suivre à travers le Périgord un niveau d'érosion et de le séparer des autres, car, on l'a vu, surtout en bordure de la Double et du Bergeracois, les trois surfaces d'érosion ont tendance à se confondre les unes avec les autres. Toutefois, les oppositions morphologiques ne font pas défaut. Les déformations locales, dômes et cuvettes, flexures et anticlinaux, sont plus accentuées dans la surface d'érosion éocène que dans les suivantes. Les zones de grande subsidence qui s'étendaient à l'époque crétacée jusqu'au près de Nontron, de Savignac-les-Eglises, de Thenon et de Carlux, se sont restreintes au Tertiaire dans le Sud-Ouest du Périgord, puis dans le Bordelais, de sorte que d'un niveau d'érosion à l'autre on constate une extension vers le Sud-Ouest des zones de stabilité de l'écorce terrestre et une réduction des zones de fortes dénivellations. Pour les deux premières surfaces, la limite des deux aires passe à l'Est de la Double, du Landais et du Bergeracois avec de légères fluctuations au profit des zones de rigidité de la surface préstampienne. Pour la dernière surface les phénomènes d'affaissement ne se sont plus produits qu'au delà de la Garonne. Tout le Périgord, à ce moment-là, était consolidé; le horst cristallin du Massif Central avait gagné de proche en proche jusqu'au centre du Bassin Aquitain, sous les terrains récents du Périgord.

De même, les grandes déformations qui atteignent l'ensemble de la région et inclinent les niveaux d'érosion vers le Nord-Ouest et le Sud-Ouest, se sont atténuées au cours de l'ère tertiaire. Le niveau éocène passe de 300 mètres à Thiviers à 10 mètres dans la région de Bergerac; le niveau préstampien, sur la même distance, passe de 270 mètres à 30 mètres et le niveau mio-pliocène tombe de 220 mètres à 100 mètres seulement entre Excideuil et Montpon. Si ces surfaces étaient rigides et rectilignes, elles se recouperaient entre elles sous un angle très faible situé quelque part autour de Périgueux et de Vergt. Mais comme elles sont affectées d'ondulations aux formes variées, elles se recoupent plutôt à proximité de la Double, du Landais et du Bergeracois, ou bien elles demeurent parallèles sur de longues distances comme, en Ribéracois, les deux niveaux préstampien et mio-pliocène, et entre l'Isle et la Dordogne, les deux niveaux éocène et préstampien (fig. 30, p. 153).

En définitive, malgré beaucoup de ressemblances, les trois niveaux d'érosion tertiaires sont assez différents pour permettre de distinguer les diverses étapes d'une évolution du relief cyclique périgourdin. Si le niveau éocène, par son allure encore tourmentée et ses dépôts profondément altérés, se rapproche dans une certaine mesure de l'aspect des pénéplaines

secondaires, le niveau mio-pliocène, par la simplicité de ses lignes et l'état du matériel qui le recouvre, annonce les terrasses quaternaires. Aussi n'est-il pas étonnant de voir parfois le sidérolithique et les surfaces qu'il recouvre assimilés à des dépôts plus anciens et à des reliefs cycliques céno-maniens ou préliasiques, et de découvrir, sur les cartes géologiques, quelques confusions entre les replats du dernier niveau d'érosion tertiaire et les plus anciennes terrasses de la fin du Pliocène et du début du Quaternaire. Quant au niveau intermédiaire, fossilisé par les sables du Périgord d'âge préstampien, il a été négligé dans la plupart des recherches géologiques et morphologiques effectuées jusqu'à ce jour, mais son rôle dans le relief actuel ne saurait être négligé.

CHAPITRE V

LES VALLÉES ET LES TERRASSES DU PÉRIGORD

§ I. — LEUR VALEUR MORPHOLOGIQUE

Les surfaces, créées par les niveaux d'érosion tertiaires, ne constituent plus tout le relief cyclique du Périgord. Elles ne subsistent que sur les sommets et les versants les plus élevés des collines, en général à plus de 120 mètres au-dessus des thalwegs actuels. Les larges vallées de la Dordogne, de la Vézère, de l'Isle et de la Dronne, qui occupent une place si importante dans les paysages périgourdins, appartiennent à une période d'érosion plus récente que le dernier niveau tertiaire daté, comme on l'a vu plus haut, du début du Pliocène. C'est donc depuis la fin de l'ère tertiaire que ruissellement et cours d'eau ont façonné les coupures qui séparent en plusieurs blocs les plateaux et les collines du Sarladais, du Bergeracois et du Nontronnais. Des centaines de vallons, subordonnés aux grandes vallées, ont disséqué les masses calcaires ou cristallines du substratum primaire et secondaire et substitué, au cours de l'ère quaternaire, à un relief inarticulé de niveaux d'érosion, une topographie aérée et très variée.

Mais ces vallées et les vallons périgourdins ne sont pas répartis au hasard et leur façonnement par l'érosion fluviale ne s'est pas effectué d'un seul trait. Aussi posent-ils deux problèmes morphologiques, d'un égal intérêt pour la compréhension du relief de la région; en premier lieu il s'agit d'expliquer leur orientation et leur répartition; ensuite on devra examiner les accidents de leur profil transversal afin d'aborder la délicate question des terrasses fluviales.

1° LES VALLÉES PÉRIGOURDINES.

Sans doute a-t-il existé à la surface des divers niveaux d'érosion tertiaires en Périgord un réseau hydrographique plus ou moins bien hiérarchisé. En particulier, on peut admettre que les sables et les graviers du dernier épicycle mio-pliocène ont été apportés du Massif Central par des cours d'eau orientés du Nord-Est au Sud-Ouest. Les débris du niveau d'érosion qu'ils ont façonné permettent de les reconstituer partiellement

aux confins du Périgord et du Limousin. Mais c'est d'une manière très conjecturale, et si l'on interroge les restes des surfaces préstampienne ou éocène pour rétablir le tracé des cours d'eau qui ont pu les sillonner, on se heurte à de grandes incertitudes. De sorte qu'il vaut mieux renoncer à établir, même d'une manière approximative, le réseau hydrographique périgourdin au cours de l'ère tertiaire.

Par contre, les rivières, qui ont creusé, en contre-bas des surfaces d'érosion tertiaires, les vallées actuelles, ont laissé sur les versants des collines, qui les encadrent, des traces très nettes de leur passage sous forme de terrasses couvertes de pellicules d'alluvions. Ainsi on peut reconstituer le dessin du réseau hydrographique périgourdin à la fin du Pliocène et au cours du Quaternaire. Sans doute n'est-il pas question d'expliquer les accidents locaux qui font varier la direction des eaux et impriment des coudes ou de courtes sinuosités à la Dordogne et à ses affluents. Ce sont des variations dans la composition des roches qui sont souvent la cause de ces déviations du fil de l'eau, et c'est dans l'étude du relief structural qu'elles trouveront naturellement la place qui leur convient.

Mais l'orientation générale des grandes rivières périgourdines, la répartition de leurs affluents, et par conséquent des vallées, dépendent étroitement des gauchissements et des ondulations que l'on a relevés dans les surfaces d'érosion tertiaires. Il est donc possible d'expliquer, d'une manière précise, les grandes lignes du réseau hydrographique périgourdin et même de dater, de façon plausible, l'établissement des divers tronçons qui le composent. On éclaircira du même coup le problème de la situation réciproque des collines et des plateaux d'une part, des vallées et des vallons de l'autre.

a) *Influence des mouvements d'ensemble.*

Les déformations et les gauchissements, qui ont incliné les niveaux d'érosion tertiaires vers le Sud-Ouest et vers le Nord-Ouest, se traduisent dans le dessin du réseau hydrographique en Périgord par une double orientation. La pente la plus importante, celle qui a joué dès l'ère primaire dans les terrains cristallins du Limousin, et qui s'est accentuée de plus en plus lentement dans les terrains secondaires et les dépôts tertiaires, incline l'ensemble de la région du Nord-Est au Sud-Ouest. Actuellement, les altitudes moyennes descendent de 400 mètres aux confins du Périgord et du Limousin à moins de 100 mètres près de l'Agenais et de l'Entre-Deux-Mers. C'est cette pente qui a imposé aux cours d'eau périgourdiens, au moins dès le Miocène, leur orientation primitive, des hauteurs du Massif Central aux rives de la Garonne, selon une direction conséquente.

De longues sections de cours d'eau et de vallées conservent toujours cette orientation d'origine dans leur traversée du Périgord. Le Bandiat de sa source à Nontron, la Dronne de Dournazac à Lisle et de Petit-Bersac à Parcoult, ses affluents, la Cole et le Trincou, l'Isle dans son cours supérieur, et de Marsac à Mussidan, l'Auvézère, la Vézère entre Condat et Limeuil, sollicitées par une pente conforme à celle des couches géolo-

giques, s'écoulaient toujours dans la même direction, vers le Sud-Ouest et les vallées garonnaises.

Toutefois, ces cours d'eau conséquents ne se sont pas fixés au hasard sur les surfaces d'érosion tertiaires; de légères ondulations de direction varisque les ont guidés du Limousin à la Dordogne. Ainsi le cours inférieur de la Vézère coïncide à peu près avec une dépression synclinale orientée du Sud-Ouest au Nord-Est (carte VII, p. 113). L'Auvézère, l'Isle, la Cole et la Dronne débouchent dans les terrains sédimentaires du Périgord selon de faibles fléchissements de l'écorce terrestre, où se sont conservés des dépôts récents. Malgré leur petite amplitude, ces accidents ont suffi à attirer à eux les cours d'eau primitifs qui ont creusé par la suite leur vallée sur l'emplacement marqué par la tectonique.

Mais le gauchissement vers le Nord-Ouest a détruit cette ordonnance conforme aux principales déformations tectoniques de la région. Le Bandiat, en aval de Nontron, a franchement abandonné son orientation Nord-Est-Sud-Ouest pour se diriger vers le Nord-Ouest. Les autres cours d'eau ont montré plus d'hésitation. L'Isle coule vers l'Ouest de son confluent avec l'Auvézère au coude du Pas-des-Anglais, en aval de Périgueux, et de Mussidan à Coutras. La Dronne suit la même direction entre Lisle et Petit-Bersac, de sorte que ces deux cours d'eau décrivent en gros un demi-cercle incurvé vers le Sud-Sud-Est. Quant à la Dordogne, elle est en entier orientée de l'Est à l'Ouest selon la composante des deux directions. Sans doute dans le détail, coule-t-elle tantôt vers le Nord-Ouest, tantôt vers le Sud-Ouest, mais ce sont là reflets d'influences structurales qui seront analysées dans la seconde partie de cette étude. Dans son ensemble, le principal cours d'eau qui traverse le Périgord suit, comme le Lot et l'Aveyron, une direction qui est un compromis entre les deux pentes qui le sollicitent.

On peut se demander quand et comment se sont produites de telles déviations. Les faits qui permettent de résoudre le problème font presque complètement défaut; seul le dessin du réseau hydrographique actuel permet d'émettre des hypothèses. Il est probable que toutes les rivières périgourdines ont coulé d'abord vers le Sud-Ouest à la surface presque plane des dépôts tertiaires et qu'elles étaient sensiblement parallèles entre elles comme le sont encore les ruisseaux qui descendent du Bas-Quercy : Barguelonne et Séoune qui datent du Miocène. Mais coulant sur un matériel meuble, avec une pente faible, elles étaient sensibles aux moindres oscillations du sous-sol. Lorsque l'inclinaison vers le Nord-Ouest s'est accentuée, sous l'influence des poussées pyrénéennes ou alpines, il a suffi d'un obstacle peu considérable, d'un bourrelet d'alluvions ou d'une couche de calcaire affleurant à la surface du sol, pour détourner de leur chemin primitif des cours d'eau aux berges mal définies.

Ainsi, le Bandiat, si l'on en juge par la direction de son cours supérieur, devait aller rejoindre la Dronne par la Nizonne; la jonction a pu se maintenir jusqu'à la formation de la pénéplaine mio-pliocène qui nivelait parfaitement le Nontronnais et le Ribéracois. Mais les graviers pliocènes qui s'accumulaient vers la Chapelle-Montmoreau et Haute-faye ont dû créer à la longue un obstacle, et le Bandiat, sollicité par la pente vers le Nord-Ouest, a quitté le réseau hydrographique de la Dordogne pour celui

de la Charente; la déviation a pu se produire au cours du Pliocène, comme l'a montré M. Perpillon [212].

L'Isle traverse de l'Est à l'Ouest la région qui sépare la Double du Landais, ce qui laisse supposer qu'elle a pris cette direction après les dépôts des sables et argiles du Périgord, peut-être à la fin de l'Oligocène. Quant à l'orientation de la Dordogne, elle est sans doute encore plus ancienne, car elle ne paraît liée à aucune masse de dépôts tertiaires. Les plaques de meulière sannoisienne que l'on trouve encore sur les plateaux de Bord et de la Bessède représentent peut-être les sédiments de lacs que joignait une Dordogne éocène et oligocène. On en est réduit à ces hypothèses. Mais il est indéniable que l'ensemble du réseau hydrographique périgourdin reflète dans son dessin les deux grandes déformations subies par les niveaux d'érosion tertiaires; l'une, qui est prépondérante, abaisse le Périgord du Nord-Est vers le Sud-Ouest et oriente la plupart des cours d'eau dans le même sens; l'autre, qui ne joue qu'un rôle secondaire, incline légèrement la région vers le Nord-Ouest et son influence se traduit çà et là par des infléchissements plus ou moins accentués des rivières vers l'Occident. Ainsi, l'ensemble du réseau hydrographique périgourdin paraît hésiter entre deux centres de confluence qui sont également des zones de subsidence du Bassin Aquitain : la première correspond au Bordelais et au « Golfe girondin » des géologues; la seconde, moins nette, se situe quelque part au large des côtes de l'Aunis et de la Saintonge et appartient à l'ensemble des gauchissements qui ont affecté la France de l'Ouest au cours des âges géologiques. On saisit ainsi le dessin d'ensemble des vallées du Périgord; leur répartition entre les plateaux et les collines s'explique à la lumière des accidents tectoniques.

b) *Influence des déformations locales.*

Aux mouvements d'ensemble qui ont affecté les surfaces d'érosion tertiaires se superposent des accidents de moindre ampleur mais qui ont réagi sur l'orientation des cours d'eau. Ce sont les ondulations de direction varisque ou sud-armoricaine, les dômes et les cuvettes qui jalonnent les synclinaux et les anticlinaux du Crétacé périgourdin. On constate ainsi que les brachysynclinaux, ou zones de subsidence, correspondent souvent à des confluences et à des trains de méandres, tandis que les dômes ou brachyantyclinaux déterminent la dispersion des cours d'eau.

Le cas de convergence le plus typique est fourni par le confluent de la Vézère et de la Dordogne à Limeuil. Il coïncide avec la cuvette tectonique du Coux à Sainte-Alvère où, dès le Crétacé, s'accumulaient les sédiments campaniens et maestrichtiens et où les meulières sannoisiennes de la Bessède sont restées depuis l'Oligocène, car là se croisaient deux synclinaux de directions opposées (carte VII, p. 113). Les phénomènes de subsidence ont dû jouer encore à la fin de l'ère tertiaire et favoriser la jonction des cours d'eau ainsi que la formation de méandres d'une belle ampleur. Tout s'est passé comme si les calcaires du Maestrichtien moyen, qu'un mouvement positif relève entre Mauzac et Lalinde, s'opposaient à l'écoulement des eaux vers l'Ouest, et comme si le bassin géologique de

Sainte-Alvère-Le Coud, en s'affaissant légèrement, tendait à retarder le cours de la Dordogne et le contraignait à divaguer à la surface du niveau d'érosion mio-pliocène.

De même, l'Isle et l'Auvézère convergent dans une cuvette synclinale autour de Trélissac, en amont de l'anticlinal de Périgueux-la Tour Blanche où reparaissent les calcaires très durs du Coniacien supérieur. Les zones de confluence de la Côte, du Trincou et de la Dronne coïncident avec une zone de subsidence en amont du dôme angoumien de Brantôme. On pourrait multiplier les exemples: il suffit d'examiner une carte du réseau hydrographique périgourdin où sont représentés les axes des synclinaux et des anticlinaux pour remarquer l'influence de ces déformations secondaires du substratum sur la répartition des cours d'eau (carte VII).

On pourrait également signaler les rapports, ou les coïncidences, entre les brachyanticlinaux et les zones de dispersion des eaux. Ainsi, les ruisseaux divergent autour du dôme portlandien de Chapdeuil; ils rayonnent autour de la zone de résistance de Vergt-Ladouze où des mouvements post-crétacés font affleurer le Coniacien supérieur. Mais, dans ces cas de diffluence, interviennent aussi des causes liées en partie seulement aux accidents tectoniques; par leur structure, les roches, ployées plus ou moins vigoureusement et constituées d'assises dures ou tendres, jouent un rôle important dans l'orientation des petits cours d'eau et dans les sinuosités des grands. Aussi n'entrerons-nous pas ici dans l'étude détaillée de ces menus accidents du réseau hydrographique et des vallées; elle trouvera sa place dans la description du relief structural. Il suffit, pour comprendre la répartition des terrasses fluviales en Périgord, de montrer les liens qui unissent les cours d'eau et les mouvements de grande ou de petite amplitude qui ont affecté les terrains et les niveaux d'érosion de la région.

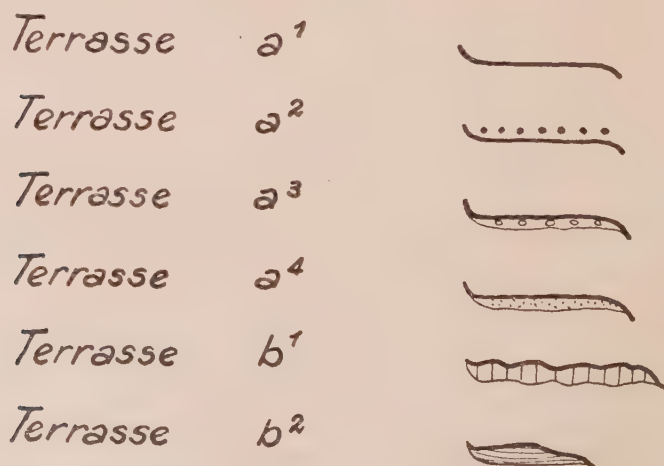


Fig. 32. — LÉGENDE POUR LES TERRASSES DES VALLÉES, valable pour les figures 33 à 36, 40 à 45, 47 et 48.

2° LES TERRASSES PÉRIGOURDINES.

Le profil transversal des grandes vallées périgourdines montre que leur creusement ne s'est pas effectué d'une manière continue. Partout, le long des versants, le regard s'arrête sur les ruptures de pente qui ne coïncident pas avec des variations de structure, sur des replats suspendus de quelques dizaines de mètres au-dessus des thalwegs. Au Sud de Bergerac, la route d'Eymet s'élève ainsi, par une série de gradins successifs, des rives de la Dordogne sur le plateau de Monbazillac. Entre Le Buisson et Mauzac, la Dordogne entoure de ses sinuosités des terrasses qui s'inclinent par palier vers l'aval et qui recoupent indifféremment les assises marneuses ou calcaires du Maestrichtien et du Campanien. On pourrait ainsi multiplier les exemples d'un relief cyclique récent le long des cours d'eau périgourdins (photo XII, carte IX).

A ces témoignages de caractère morphologique s'ajoutent des preuves d'ordre géologique. Sur la plupart des replats, sur les lobes des méandres, à 20 ou 30 mètres au-dessus des thalwegs actuels, subsistent des dépôts alluviaux constitués par des sables, des graviers et des galets apportés par les eaux courantes. Ils proviennent soit du démantèlement des sédiments secondaires et tertiaires qui encadrent les vallées, soit des terrains cristallins et volcaniques du Massif Central. Leur épaisseur est très variable; parfois ils sont réduits à quelques éléments épars çà et là, galets ou graviers de quartz ayant résisté à la décomposition chimique et au ruissellement; parfois, au contraire, ils s'accumulent sur 5 ou 6 mètres d'épaisseur. De tels faits prouvent que les cours d'eau périgourdins n'ont pas creusé leurs vallées d'un seul trait, mais qu'il se sont attardés à diverses altitudes au-dessus du thalweg actuel. Et là, par suite de circonstances qu'il faudra mettre en valeur, ils ont marqué un temps d'arrêt suffisant pour faire reculer les versants, pour élargir leur lit majeur et déposer des alluvions, avant de reprendre leur érosion linéaire.

Par suite de leur mode de formation, et sous l'influence de l'érosion postérieure, les terrasses des vallées périgourdines affectent actuellement des formes très variées que l'on peut classer grossièrement en deux catégories classiques : *les terrasses d'érosion et les terrasses de remblaiement* [68 et 182].

a) *Les terrasses d'érosion* constituent elles-mêmes des éléments morphologiques très variés. Parfois ce sont de simples replats, semblables à ceux des surfaces cycliques tertiaires, débris de vastes plaines alluviales profondément disséquées. D'ordinaire ces replats correspondent aux terrasses les plus anciennes et les plus élevées et on les confond aisément, si l'on n'y prend garde, avec les traces du niveau d'érosion mio-pliocène. Ils ne sont plus recouverts d'alluvions; seuls quelques galets de quartz, perdus dans les argiles de décalcification, ou isolés à la surface des roches calcaires, témoignent de l'existence antérieure de dépôts fluviatiles. On pourrait signaler d'innombrables exemples de ces terrasses en ruine le long des vallées périgourdines, à une centaine de mètres d'altitude relative. Elles sont particulièrement nettes le long de la Dordogne, du Buisson à Lalinde,

où elles portent les hameaux de Lanceplaine dans la commune du Coux, de la Pénétie dans la commune de Paunat et de Cazal dans celle de Trémolat (carte IX et [6]).

En aval de Mussidan, le long de l'Isle et de Lalinde, le long de la Dordogne, les cours d'eau, en se déplaçant latéralement sans creuser leur lit, ont façonné des replats sensiblement horizontaux et les ont recouverts d'abondants dépôts de sables et de graviers. Le profil transversal de ces terrasses complexes est légèrement plus élevé près des thalwegs qu'au pied des collines voisines, comme celui des terrasses décrites par M. Dion le long de la Loire [111]. Mais les alluvions ne constituent qu'une couverture sur le socle rocheux; leur épaisseur, très variable, atteint à peine 6 et 7 mètres près de la Dordogne et 4 à 5 mètres dans la vallée de l'Isle.

Parfois, au contraire, le cours d'eau, en creusant latéralement sa vallée, s'est enfoncé et a sculpté un plan incliné qu'il a recouvert d'une mince couche de sables et de graviers; il a formé ainsi des terrasses en pente faible mais continue, d'un versant de la vallée vers l'autre. A Saint-Astier, l'Isle coule au pied des terrasses de ce genre; on en trouve un bel exemple en aval de Montanceix, à droite de la route nationale de Périgueux à Bordeaux [6]. Il est arrivé fréquemment que le cours d'eau a cessé d'attaquer l'une de ses rives pour se porter de nouveau vers l'autre, tout en continuant à enfoncer son lit dans le substratum secondaire; il a recoupé alors la terrasse qu'il avait précédemment édifiée; un gradin s'est dessiné dont le talus s'est accru à mesure que la rivière a déplacé son nouveau cours. C'est cette sorte de terrasse polygénique que représente la figure 33 et que M. Chaput a décrite dans la vallée de la Garonne, près de Marmande [69 et 70]. M. de Martonne lui réserve le terme de « fausse terrasse ». En Périgord, on en trouve des exemples caractéristiques sur les rives de la Dordogne, à Merculot, près de Saint-Cyprien, et dans la vallée de l'Isle à Neuvic. La terrasse, qui porte le hameau de Jimel, près de Neuvic, très faiblement inclinée vers le Nord-Ouest, représente le fond d'une ancienne vallée dont le point le plus bas est situé au pied du coteau de la Planèze (fig. 33 et [6]).

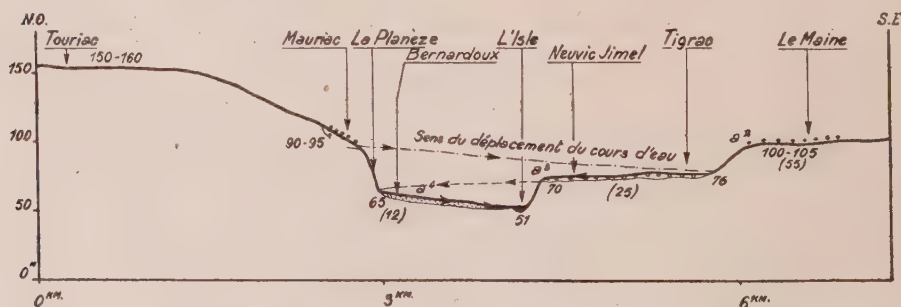


Fig. 33. — DÉPLACEMENTS SUCCESSIFS DE L'ISLE DANS SA VALLÉE A NEUVIC.

On rencontre également, le long des rives de la Dronne, de l'Isle et de la Dordogne, des terrasses de méandre qui ne sont qu'une variété du

cas précédent. En sapant latéralement sa rive concave, le cours d'eau accentue ses sinuosités et abandonne peu à peu sa rive convexe en y laissant une mince couche d'alluvions qui se dépose de l'amont vers l'aval par suite d'une diminution dans la vitesse du courant (a). Il se forme ainsi une terrasse inclinée vers le thalweg et dont l'axe principal est légèrement en pente vers l'aval. Les exemples les plus vastes et les mieux dessinés de ces surfaces polygéniques sont situés sur les rives de la Dordogne, entre Le Buisson et Mauzac; mais ils se répètent partout où les cours d'eau périgourdiens décrivent des sinuosités, le long de la vallée de la Vézère comme autour de Brantôme sur la Dronne (carte IX et fig. 34).

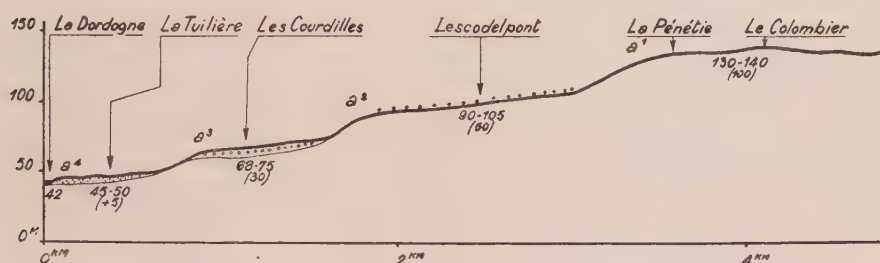


Fig. 34. — INTERPRÉTATION MORPHOLOGIQUE DU PROFIL LONGITUDINAL DU LOBE DE MÉANDRE DE TRÉMOLAT.

b) *Les terrasses de remblaiement* sont rares en Périgord. Peut-on appeler ainsi les surfaces planes, couvertes de 7 à 8 mètres d'alluvions qui s'étendent en aval de Mauzac sur la Dordogne et de Mussidan sur l'Isle? [5 et 6]. Sans doute faut-il voir là des zones où les cours d'eau perdaient de leur vitesse et déposaient du sable et des graviers entraînés de l'amont. Mais tout en laissant sur place une grande partie de leurs dépôts, ils conservaient encore assez de puissance pour user latéralement les versants de leur vallée et pour déplacer leurs berges. Le socle rocheux, sur lequel reposent sables et graviers, constitue donc une terrasse d'érosion simplement revêtue d'un manteau alluvial épais de 6 à 7 mètres. S'il y a eu tendance au remblaiement, le phénomène s'est produit de l'amont vers l'aval, par suite d'une surcharge des eaux en éléments solides et non de l'aval vers l'amont, faute d'un niveau de base en voie de relèvement; la diminution de grosseur des éléments à mesure que l'on descend la vallée et l'épaisseur moyenne à peu près constante des alluvions en sont des preuves tangibles.

Cependant, à l'Ouest du Périgord, apparaissent de vraies terrasses de remblaiement, des terrasses monogéniques dont la formation est liée à l'existence d'un niveau de base marin tout proche et en voie de relèvement.

(a) Il ne saurait être question ici de discuter les faits relatifs à la formation des méandres; il suffit de se rapporter aux études récentes sur ce problème et signalées dans la bibliographie [39, 233].

Dans la vallée de la Dordogne, en aval de Sainte-Foy-la-Grande, et dans celle de l'Isle à Montpon, les cours d'eau coulent entre des berges de 8 à 10 mètres de haut, constituées exclusivement par des dépôts fluviaux : graviers, sables et argiles [5]. Comme on le verra plus loin, ces terrasses se raccordent vers l'aval avec les argiles à scrobiculaires qui proviennent du remblaiement flandrien [119]; elles en sont le prolongement vers l'amont, en quelque sorte le « cône de raccordement » qui les relie aux terrasses d'érosion. Elles constituent donc, elles aussi, des terrasses de remblaiement.

Enfin, il existe tout le long des cours d'eau périgourdins, entre 2 et 5 mètres d'altitude relative, des dépôts récents, parsemés de dépressions où séjournent les eaux de crue. Chaque inondation les recouvre, les ravine ou les enrichit de sables, de graviers et d'argiles. Ce sont des terrasses « vives » en voie de formation, qui constituent le lit majeur des rivières, et qui donnent une image de ce que furent jadis les terrasses « mortes », encadrant encore les grandes vallées du Périgord. On peut les considérer à la fois comme formées de dépôts accumulés et de roche en place usée par les cours d'eau, car, selon la pente du profil en long, tantôt les rivières périgourdines usent leur lit et tantôt déposent des alluvions.

3° L'ÉTUDE DES TERRASSES PÉRIGOURDINES.

Pour divers motifs, certains spécialistes des questions de morphologie estiment que les terrasses polygéniques des lobes de méandre et des vallées creusées par sapement latéral ne peuvent être d'aucun secours pour reconstituer les étapes de l'érosion cyclique quaternaire. Seules les terrasses d'érosion parfaitement planes et les formations de remblaiement permettraient, par leur analyse, de déterminer avec précision les diverses phases du creusement des vallées actuelles. Par contre, la pente inclinée d'une terrasse de méandre, avec son socle rocheux et sa pellicule d'alluvions, ne représenterait pas une période précise du façonnement des vallées et devrait être négligée dans les études de morphologie.

Sans doute vaudrait-il mieux n'avoir recours qu'à des niveaux d'érosion bien définis, d'altitudes égales, couverts de dépôts homogènes, riches en fossiles bien datés. Mais de tels cas sont trop rares, surtout en Périgord, pour permettre d'aboutir à des conclusions précises. D'ailleurs peut-on négliger toutes les terrasses polygéniques des vallées, toutes les formes d'érosion récentes, dont le rôle est si grand dans les paysages du Sarladais et du Ribéracois, sous prétexte qu'elles n'apportent pas, dans la description et l'explication du relief quaternaire, des preuves précises et convaincantes? C'est hésiter, semble-t-il, devant la difficulté et se condamner, faute d'une solution complète, à une ignorance totale. Sans doute faut-il négliger les « fausses terrasses » qui ne représentent que le fond d'un thalweg en voie de creusement continu et régulier et qui n'a pas encore atteint son profil d'équilibre. Mais tout n'est pas confusion dans les surfaces polygéniques des vallées périgourdines, surtout quand on considère, non la surface actuelle des alluvions, mais le fond rocheux sur lequel elles reposent et qui a été façonné par le cours d'eau, en fonction

d'un niveau de base stable, après avoir atteint son profil d'équilibre longitudinal. Celles de la rive gauche de la Dordogne, entre Lalinde et Bergerac, sont nettement séparées les unes des autres par des talus bien dressés et leurs alluvions contiennent des silex taillés, acheuléens, levalloisiens ou moustériens, qui permettent de les dater. Les terrasses des lobes de méandre ne sont pas, elles-mêmes, uniformément inclinées vers l'aval et leurs sables et leurs graviers ne sont pas totalement dépourvus de fossiles. Ainsi, la terrasse du méandre de Trémolat, entre Le Buisson et Mauzac, sur les bords de la Dordogne, présente dans son profil longitudinal des replats et des ruptures de pente, des surfaces presque planes et des talus qui permettent de la comparer aux terrasses mieux dessinées de Bergerac et de Montpon (fig. 34) ; elle a été, elle aussi, façonnée par un cours d'eau parfois très actif, parfois très paresseux. Bien mieux, cette terrasse est couverte d'un matériel où l'on trouve des indications suffisantes pour fixer l'âge des différentes étapes du creusement de la vallée au cours du Quaternaire : l'origine des galets, leur structure, leur altération plus ou moins prononcée, et surtout la présence d'une faune, d'une flore et de débris archéologiques conduisent à des conclusions chronologiques d'une précision satisfaisante [58, 107, 116].

Enfin, il convient de compléter l'analyse morphologique, géologique et archéologique des terrasses par la construction de profils transversaux et par des mesures d'altitude relative au-dessus des cours d'eau actuels en prenant comme point de comparaison l'altitude des eaux au moment de l'étiage et le fond rocheux de la terrasse considérée. En procédant ainsi de proche en proche, on parvient à reconstituer les anciennes vallées qui avaient atteint leur profil d'équilibre ; les terrasses monogéniques de l'aval se raccordent en effet, comme on le montrera plus loin, aux terrasses polygéniques de l'amont. Les premières étant faciles à dater, les secondes le seront par comparaison. Cette méthode d'analyse oblige à procéder d'une manière différente de celle qui a été suivie pour l'étude des niveaux d'érosion tertiaires. Au lieu de décrire chaque terrasse le long de toutes les vallées, il est préférable d'examiner la section d'une vallée en un point où les surfaces d'érosion et d'accumulation quaternaires sont nettement dessinées. Ensuite, par rapprochement, on pourra étendre cette analyse à l'ensemble de la vallée. Après avoir décrit et expliqué ainsi le relief cyclique des principales vallées périgourdines, il sera possible d'établir un synchronisme précis entre les terrasses du Périgord et celles des régions voisines, déjà connues par des travaux antérieurs.

En résumé, il s'agit simplement, en négligeant les fausses terrasses qui ne correspondent pas à un profil d'équilibre longitudinal et à un niveau de base stable, d'analyser le long des vallées du Bassin Aquitain septentrional toutes les terrasses d'érosion ou de remblaiement qui se sont formées depuis le milieu du Pliocène, aux dépens des vallées mûres. Ainsi se sont traduites dans la topographie, par des esquisses de reliefs cycliques et des phénomènes d'accumulation, les variations du climat, du niveau marin et de l'altitude du socle continental.

§ II. — LES TERRASSES DES VALLÉES PÉRIGOURDINES

1° LES TERRASSES DE LA DORDOGNE.

a) Autour de Bergerac ([6] et fig. 35).

Un profil transversal de la vallée de la Dordogne auprès de Bergerac met en valeur une série de terrasses nettement étagées. Le cours d'eau, en aval du barrage de la Salvette, coule à 18 mètres d'altitude, sur des mollasses ludiennes, par conséquent sur la roche en place et non sur des alluvions. Ses rives sont bordées d'une petite terrasse vive, inondable,

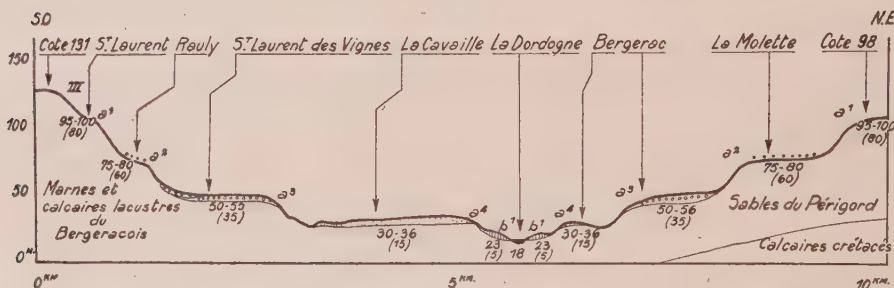


Fig. 35. — INTERPRÉTATION MORPHOLOGIQUE DU PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DE LA DORDOGNE A BERGERAC.

parsemée de creux et de bosses; son altitude moyenne est de 23 mètres, soit 5 mètres d'altitude relative. Elle est constituée par des sables fins mêlés d'humus et de terre arable, de graviers et de galets arrachés aux terrasses voisines. Couverte de prés et d'oseraies, elle ne comporte pas de maisons isolées ni de hameaux. On peut la considérer comme en voie de formation. Par érosion latérale, elle gagne de l'espace, aux dépens des terrasses plus élevées, dans les coudes de la rivière, au pied de Caudon et de Saint-Cernin par exemple. Au milieu des graviers, on découvre des débris de tuiles et de poteries, des coquilles d'huître et des tessons de bouteille. Elle date donc de l'époque historique et se transforme d'une crue à l'autre sous les yeux des riverains actuels qui la fuient. Elle correspond au lit moyen du cours d'eau et on peut la désigner par l'indice b. 1.

Les bas quartiers de Bergerac, le faubourg de la Madeleine et le hameau de la Cavaille sont situés sur une terrasses plus élevée, bien dessinée et très vaste, dont l'altitude absolue varie entre 30 et 36 mètres, tandis que l'altitude relative oscille autour de 12 à 15 mètres. Elle est couverte de champs aux cultures variées, mais la vigne fait défaut à cause du sous-sol siliceux et des gelées printanières trop fréquentes. Des fermes isolées et des hameaux y sont dispersés çà et là. Une couverture d'alluvions s'étale sur un sous-sol constitué encore par des mollasses ludiennes. Une gravière, ouverte dans cette terrasse, près de la Cavaille, permet de discerner les divers éléments qui constituent des dépôts meubles épais de

3 à 5 mètres. Ce sont des sables assez grossiers, des graviers quartzeux et des galets de roches cristallines, gneiss, schistes sériciteux, basalte et même granite. Mais les galets de granite sont très altérés et s'effritent sous la pression des doigts. On y trouve également des silex provenant des calcaires crétacés. Mais les blocs de grès et de marnes du Crétacé supérieur ou du Jurassique n'existent plus dans la masse des alluvions; ils ont disparu, dissous par les eaux d'infiltration. Parmi les débris que l'on recueille dans les gravières de la Cavaille et de Saint-Ongers, en aval de Bergerac, on découvre çà et là des éclats de silex avec des retouches qui dénotent l'intervention de l'homme. Ce sont des outils préhistoriques que les spécialistes attribuent au Paléolithique moyen, c'est-à-dire au Levalloisien et au Moustérien classique et final. Ces instruments de pierre sont à peu près intacts et ne portent que de légères traces d'usure par les eaux; leur patine ou « cacholon » est à peine visible. Et comme on les trouve aussi bien au bas des gravières que dans la partie supérieure, ils apportent quelques précisions sur l'âge de la terrasse de 30-36 mètres. Elle est probablement contemporaine de l'époque du Moustier et de la glaciation würmienne [116].

Une découverte paléontologique a permis de confirmer son âge; près de Saint-Ongers, au milieu des graviers et des sables, on a recueilli des débris de squelette appartenant à un Mammouth (*Elephas primigenius*). La terrasse est donc bien contemporaine des hommes des cavernes qui vécurent sous un climat humide et froid, en compagnie de troupeaux d'éléphants laineux et de bisons ou bubales. D'autres détails, observés çà et là, le long des vallées du Périgord, permettront par la suite de fixer les conditions climatiques qui ont dominé au moment où se formait cette terrasse de 30-36 mètres d'altitude absolue, soit environ 15 mètres d'altitude relative si l'on considère la surface des alluvions, et 12 mètres seulement si l'on s'en tient au fond rocheux [111]. Son allure morphologique la rapproche des grandes terrasses de 12 mètres d'altitude relative que M. Dion a décrites le long de la Loire; elle est légèrement surélevée près du talus qui la sépare de la terrasse vive de 23 mètres, tandis qu'elle s'incline lentement vers le talus de la terrasse supérieure. Au pied de cette dernière terrasse, subsistent des marécages et des mares drainés par un ruisseau qui traverse le hameau de la Cavaille. On désignera cette terrasse moustérienne par l'indice a. 4.

A 20 ou 30 mètres plus haut, s'étale, surtout sur la rive gauche de la Dordogne, une troisième terrasse bien dessinée et située entre 50 et 60 mètres d'altitude absolue. Elle porte les quartiers récents de Bergerac, les villages de Saint-Laurent-des-Vignes et de Saint-Christophe et de très nombreux hameaux. Elle est couverte de vignes et d'arbres fruitiers. Des sondages nombreux, effectués pour creuser des puits, ont mis en lumière sa constitution. En surface s'est répandue une nappe d'argile colloïdale de 3 à 4 mètres d'épaisseur et de même nature que les mollasses ludiennes qui forment la base du coteau de Monbazillac; on peut donc l'assimiler à un éboulis, à un glissement de matériaux meubles et l'attribuer aux phénomènes de solifluction dont il sera question à la fin de ce chapitre [43].

Sous l'argile colloïdale commence la vraie terrasse dont l'altitude exacte doit être ramenée aux environs de 55 mètres. Elle comprend d'abord un mètre de sable fin, remanié, dû sans doute au lessivage de la partie superficielle des alluvions, puis au-dessous on traverse 6 à 8 mètres de galets et de cailloux roulés avant d'atteindre les mollasses ludiennes dans lesquelles est découpée cette terrasse de 35 mètres d'altitude relative. Le matériel de couverture est constitué par des graviers et des galets de quartz ou de basalte bien roulés; on n'y trouve ni galets de gneiss et de granite, ni fragment de roche calcaire. Il faut admettre que tous ces éléments ont disparu sous l'influence d'une désagrégation prolongée. Mais les rognons de silex, arrachés à la craie, abondent comme dans la terrasse moustérienne. Quelques-uns d'entre eux portent des traces évidentes d'une intervention humaine. Leur forme et les recherches dont ils ont été l'objet les apparentent aux « coups de poing » abbevilliens ou acheuléens; les lames aux fines encoches n'existent pas dans cette terrasse de 50-55 mètres. En revanche, les haches ou « limandes » du Paléolithique inférieur sont assez fréquentes dans toute l'épaisseur des alluvions. Leur patine est très prononcée et parfois même si profonde qu'elle diminue la résistance du silex à la pression; elle est de teinte blanchâtre et donne à la pierre l'aspect d'une fine éponge vers l'extérieur. Ces diverses observations permettent de considérer ces débris archéologiques comme plus anciens que ceux des gravières de la Cavaille et de Saint-Ongers, on doit les attribuer à l'Acheuléen. On désignera cette terrasse acheuléenne par l'indice a. 3.

En amont de Bergerac et au Sud de Cours-de-Pile et de Saint-Germain et Mons, s'individualisent avec netteté des replats situés à 75-80 mètres d'altitude absolue et à 60 mètres au-dessus du lit actuel de la Dordogne. Ils portent les hameaux de la Mouthe et de la Maroutie et la ferme de Raully près de Monbazillac; des bois les recouvrent partiellement. Dans les talus des chemins creux qui les traversent, on aperçoit, au-dessus des mollasses ludiennes, un lit de gros galets de quartz, dont le volume varie entre celui d'un œuf de poule et celui d'une tête d'enfant. Ces galets sont enrobés dans une argile rougeâtre ou noirâtre. On n'a pu y découvrir aucune trace d'industrie humaine ou de faune fossilisée. Mais l'altitude permet d'y voir les débris d'une terrasse plus ancienne que la terrasse acheuléenne. On en retrouve des traces au Nord de Bergerac, près du hameau des Coutels. On les désignera par l'indice a. 2.

Enfin, vers 100 mètres d'altitude absolue, sous le petit hameau de Saint-Laurent au Sud de Bergerac, et au Nord de Laforce, en bordure du Landais, sur des surfaces planes que la carte géologique au 1/80.000^e ne distingue pas des régions plus élevées, subsistent de rares galets de quartz et quelques graviers; par leur altitude, par leur situation et leur valeur morphologique, ces replats peuvent être considérés comme des restes de vieilles terrasses démantelées, plus anciennes que la terrasse a. 2 et auxquelles on réservera l'indice a. 1. Aucun fossile, aucune trouvaille archéologique ne permet, en Périgord, de leur assigner un âge déterminé. Il faudra sortir de la région pour les raccorder à des dépôts déjà datés. Enfin, au-dessus de ces derniers reliefs cycliques, on atteint les sommets les plus

élevés de l'horizon bergeracois; à 130 mètres environ d'altitude ils portent les hameaux de Peyronnelle et du Pech près de Monbazillac, la chapelle de Sainte-Foy-des-Vignes au Nord du Caudeau. Comme on l'a vu plus haut, ces surfaces planes appartiennent au dernier niveau d'érosion tertiaire d'âge mio-pliocène, désigné sous le nom de cycle III.

Ainsi, entre ce niveau d'érosion tertiaire et le lit actuel de la Dordogne s'échelonnent autour de Bergerac cinq terrasses successives, avec des altitudes relatives de + 5 mètres, + 15 mètres, + 35 mètres, + 60 mètres et + 80 mètres. Les trois plus basses peuvent être datées respectivement de l'époque historique, du Moustiérien et de l'Acheuléen; les deux plus hautes ne fournissent pas d'éléments suffisants pour leur attribuer un âge précis.

b) *En aval de Bergerac.*

En aval de Bergerac, les diverses terrasses de la Dordogne se suivent aisément le long des versants de la vallée. La plus nette est la terrasse a. 4, qui a été datée du Moustiérien et qui se tient à + 15 mètres environ d'altitude relative (fig. 35). Sur la rive droite, dans la vaste plaine qui s'étend de Gardonne et de Laforce jusqu'au Fleix, elle porte la route de Bergerac à Bordeaux. Les différences de teinte sur la carte géologique au 1/80.000^e (feuille de Libourne) ne se justifient ni par des variations d'altitude, ni par des alluvions d'origines diverses [5]. Il s'agit partout du même niveau. Mais comme il a été déjà fortement entamé par les ruisseaux qui le traversent, il offre des dénivellations de plusieurs mètres que l'on pourrait prendre pour des replats d'âges différents. Sa couverture alluviale repose, comme auprès de Bergerac, sur des terrains tertiaires apparentés aux sables du Périgord et aux mollasses de Saint-Nexant (Ludien), et elle est située à 12 mètres environ au-dessus du niveau d'étiage du cours d'eau. La Dordogne coulant dans un lit étroit, encaissé dans la roche en place, la terrasse vive b. 1 est fort réduite; on ne peut l'observer que dans les coudes de quelques méandres, au Fleix et entre le Canet et le Sablas, au Sud-Ouest de Port-Sainte-Foy. Sur la rive gauche du cours d'eau, malgré des vallonnements assez accentués, la plaine alluviale qui s'étend autour de Gardonne et de Saint-Avit-du-Moiron appartient en entier à la terrasse a. 4; sa couverture, entamée par des gravières, livre, comme auprès de Bergerac, des éclats de silex taillés datant du Moustiérien. Pour découvrir une terrasse plus ancienne, il faut se rapprocher des coteaux de Pineuilh et de Saint-Philippe-du-Seignal; on s'élève alors sur des replats qui atteignent 40 mètres d'altitude absolue; ils ne constituent qu'une mince bordure au pied des pentes découpées dans les mollasses tertiaires, mais leur couverture de graviers et de galets et leur altitude relative de 35 mètres permettent de les raccorder à la terrasse a. 3, mise en évidence au Sud de Bergerac, et datée de l'Acheuléen.

Au Nord du Fleix, on ne retrouve dans le relief aucun élément correspondant à la seconde terrasse qui devrait se situer ici vers 60 mètres d'altitude relative. Par contre, le replat de la Galage, qui atteint l'altitude moyenne de 80 mètres et qui porte, au-dessus des sables du Périgord qui en constituent le substratum, des galets de médiocre taille, de teinte plus

claire que ceux des dépôts tertiaires, peut être assimilé à la plus ancienne des terrasses de la Dordogne, celle qui a été affectée de l'indice a. 1 [63].

c) *En amont de Bergerac.*

Les quatre terrasses a. 4, a. 3, a. 2 et a. 1 s'étagent le long des rives de la Dordogne, de Bergerac à Mauzac [5]. La terrasse a. 4 constitue une belle plaine subhorizontale où ont été tracés la route, la voie ferrée et le canal de Lalinde; elle porte de nombreux hameaux et des villages, car jamais les crues de la rivière ne la recouvrent; la Dordogne, qui s'encaisse de 10 à 12 mètres en aval de Mauzac, y coule dans un lit très étroit; c'est la conséquence d'une reprise d'érosion qui se traduit par les rapides de la Gratusse, en face de Lalinde (photo XI). Cette reprise d'érosion est liée à des mouvements du niveau de base dont il sera question plus loin. La terrasse vive b. 1, très réduite, diminue d'altitude relative vers l'amont et au delà de Mauzac se confond avec a. 4. En effet, la terrasse moustiérienne, entre Bergerac et Lalinde, perd, elle aussi, de son altitude relative : sans doute passe-t-elle de + 30 à + 45 mètres d'altitude absolue, soit une pente de 12 mètres pour 30 kilomètres, ou de 0,04 pour 100 (fig. 49). Mais sur la même distance, la pente du lit de la Dordogne est de 0,07 pour 100, de sorte que le cours d'eau passe de + 18 mètres à + 40 mètres, et l'altitude relative de a. 4 diminue de + 15 mètres à + 5 mètres. Aussi, en amont de Mauzac, se confond-elle avec la terrasse vive b. 1; elle devient à son tour inondable et son fond rocheux se raccorde avec celui du lit mineur du cours d'eau. Les fouilles archéologiques effectuées par M. Peyrony, près de la gare de Couze, confirment l'âge de sa formation antérieure au Paléolithique supérieur et contemporaine du Moustiérien classique [217].

La terrasse acheuléenne a. 3 est indiquée sur la carte géologique au 1/80.000^e, par une teinte verte, autour des villages de Cours-de-Pile, de Saint-Germain-et-Mons et de Varennes. Son altitude absolue s'élève progressivement de 50 à 70 mètres. Près de Mauzac, il en subsiste des débris sur la rive droite, autour de Sauvebœuf. Les alluvions de a. 2 sont moins abondantes que celles de a. 3; on ne les découvre qu'au pied des coteaux de Saint-Nexant et du Verdon, en particulier sous le château de Cussac, à une altitude absolue de 85 à 90 mètres; une mince plaque de sable et de graviers à l'Est de Pontours peut leur être attribuée. Autour de Mauzac leur altitude absolue atteint près de 100 mètres; leur pente de 0,07 pour 100, comme celle de la Dordogne actuelle, est nettement plus forte que celle des terrasses a. 4 et a. 3. Comme elle est à peu près complètement déblayée d'alluvions le fond rocheux de a. 2 se confond avec sa surface (fig. 49, p. 278).

Enfin la terrasse a. 1 est bien dessinée autour de Lalinde, de part et d'autre de la vallée. Du haut de Calès ou de Cazal et près de Mauzac, on la voit se découpant sur l'horizon avec des replats dont l'altitude absolue atteint 130 et 135 m. et que l'on raccorde aisément les uns aux autres en reconstituant par la pensée une large vallée mûre (fig. 8). Les débris de cette vallée, qui portent sur la rive gauche les hameaux de Peytavit, de

La Mothe et de Saint-Vincent, et sur la rive droite ceux de Magnac, des Huguenots et de Drayau, se situent en contre-bas des sommets couverts de sables et de graviers appartenant au cycle III mio-pliocène; ils en sont séparés par des talus de 30 à 40 mètres, mais ils dominent de 30 mètres environ les fragments de la terrasse a. 2. Leur altitude et leur morphologie permettent seules de les assimiler à la terrasse a. 1; leur couverture alluviale a, en effet, à peu près totalement disparu.

d) *Dans les méandres de Calès, de Trémolat et d'Alles* (carte IX).

En amont de Mauzac, la belle ordonnance des terrasses cesse avec le cours rectiligne de la Dordogne. Les méandres, qui se déroulent entre Le Buisson et Badefols, entourent des terrasses polygéniques autour de Calès, de Trémolat et d'Alles. Des pentes irrégulières vers l'aval et un certain désordre dans la répartition des alluvions ne permettent pas, à première vue, de retrouver dans ces formes de relief cyclique les surfaces d'érosion qui s'étendent de Bergerac à Lalinde. Néanmoins, si on établit, avec l'aide de l'altimètre, le profil longitudinal de ces lobes de méandre et si on cherche à pénétrer le secret des alluvions qui les recouvrent çà et là, on parvient à des résultats intéressants. En particulier, l'étude de la terrasse polygénique de Trémolat permet d'aboutir à des conclusions satisfaisantes (carte IX, p. 216 et fig. 34).

Au confluent de la Dordogne et de la Rège, qui traverse le village de Trémolat, l'altitude absolue est de 42 mètres. Les deux cours d'eau sont faiblement encaissés de 3 à 4 mètres dans une terrasse qui enveloppe le lobe du méandre, du Moulin d'Aval à la Borie. Cette terrasse offre une surface légèrement ondulée et en grande partie inondable; elle atteint, au pied des Rouquets et de Soulalève, 50 mètres d'altitude absolue. Elle porte la voie ferrée du Buisson à Bergerac et la route qui joint le village à la station, dans la zone la plus élevée, au point où n'atteignent plus les crues les plus abondantes. Elle se compose ainsi de deux parties que ne sépare aucun talus; l'une est encore en voie de formation et les inondations y déposent des sables et des graviers, l'autre, au-dessus des plus hautes eaux, est désormais figée (photo XII).

Les gravières creusées dans cette terrasse montrent un matériel alluvial constitué par des lits irréguliers de sables, de graviers et de galets; le quartz domine, mais l'on trouve également du gneiss, du granite, des roches volcaniques, des silex et même des galets calcaires très altérés et situés près de la surface. Dans toute l'épaisseur des dépôts, qui atteint 5 à 6 mètres, on découvre en grande quantité des éclats de silex et des lames retouchées, des racloirs de facture moustérienne. Malgré l'absence de débris osseux appartenant à des Mammouths, ou à des Ours des cavernes, on peut affirmer que les alluvions qui recouvrent la terrasse la plus basse du méandre de Trémolat sont de même âge que celles que l'on trouve à Bergerac sur la terrasse de 30-36 mètres d'altitude absolue; c'est toujours la terrasse a. 4, d'âge moustérien, antérieure au creusement récent de la vallée de la Dordogne en aval de Mauzac. Elle coïncide ici en grande partie avec le lit majeur du cours d'eau.

Si, du village de Trémolat, on se dirige vers le hameau des Courdilles, on s'élève assez rapidement sur un replat bien dessiné entre les Courdilles et les Nardoux. Son altitude absolue varie de 68 à 75 mètres, et son altitude relative moyenne est de + 30 mètres. Le plancher rocheux est constitué par les horizons supérieurs du Campanien, que recouvrent 2 à 3 mètres au maximum d'alluvions très sableuses, avec çà et là des accumulations de galets de quartz et de rognons de silex. Les talus des chemins et les sondages effectués pour le creusement des puits ne révèlent ni galets de granite, ni galets de calcaire ou de grès; les roches volcaniques sont très rares; on peut attribuer cette absence d'andésite et de basalte au fait que l'on se trouve à quelques kilomètres à peine en aval du confluent de la Dordogne et de la Vézère; par conséquent la plus grande partie des alluvions qui recouvrent cette terrasse, provient, par la Vézère, du Limousin, où n'existe aucune trace de volcanisme récent.

En revanche, on trouve, dans les coupes naturelles ou artificielles de la couverture alluviale, des silex qui portent des traces d'industrie humaine; ce ne sont pas des éclats, mais des rognons entiers avec de nombreuses retouches sur leur pourtour et qui affectent les formes bien connues du « coup de poing » ou de la « limande » datés de l'Acheuléen par les préhistoriens. Les gros racloirs chelléens font complètement défaut. Mais les haches acheuléennes sont nombreuses et on peut les découvrir à plusieurs mètres de profondeur, dans l'épaisseur même des alluvions. En l'absence de toute autre preuve, elles permettent cependant de dater la terrasse des Courdilles de la période acheuléenne et de l'assimiler à la terrasse a. 3 qui se trouve près de Bergerac à 35 mètres environ d'altitude relative.

Au Sud-Est des Courdilles, il faut s'élever de nouveau pour atteindre la ferme de Lagrangeneuve : de même, des Nardoux, on doit monter pour arriver au Picadis, à Soulalève et à Lescodelpont. L'altimètre enregistre cette dénivellation et permet de situer le hameau de Lescodelpont à 100 mètres d'altitude absolue et à 60 mètres d'altitude relative. Tout autour, jusqu'à Soulalève et au Roc, s'étale un des replats les plus nets de la vallée. Légèrement incliné du Roc vers la Grangeneuve, il se tient entre 90 et 100 mètres d'altitude absolue. Il est bordé, au pied de Soulalève et du Roc, par un talus de 40 à 50 mètres; vers l'Ouest et le Nord, il se raccorde avec la terrasse a. 3 par une dénivellation bien marquée de 10 à 30 mètres selon les points (fig. 34). Vers le Nord-Est, près du Roc, il s'arrête au pied d'un versant qu'il faut gravir pour atteindre les Viaunex. Ainsi, dans le creusement de la vallée de la Dordogne, pendant une période de faible érosion linéaire, le méandre a glissé vers l'aval et s'est encaissé d'une dizaine de mètres; mais auparavant le cours d'eau avait creusé sa vallée, entre les Viaunex et le Roc, de 30 mètres et, après son arrêt relatif sur la terrasse de Lescodelpont, il a repris son érosion rapide sur une profondeur de 20 mètres. Du point de vue morphologique, la terrasse de Lescodelpont, comme celles que M. Chaput a décrites sur les rives de la Garonne, autour de Marmande, correspond à une étape nettement définie dans l'évolution des vallées périgourdines par la prépondérance de l'érosion latérale sur l'érosion linéaire [70].

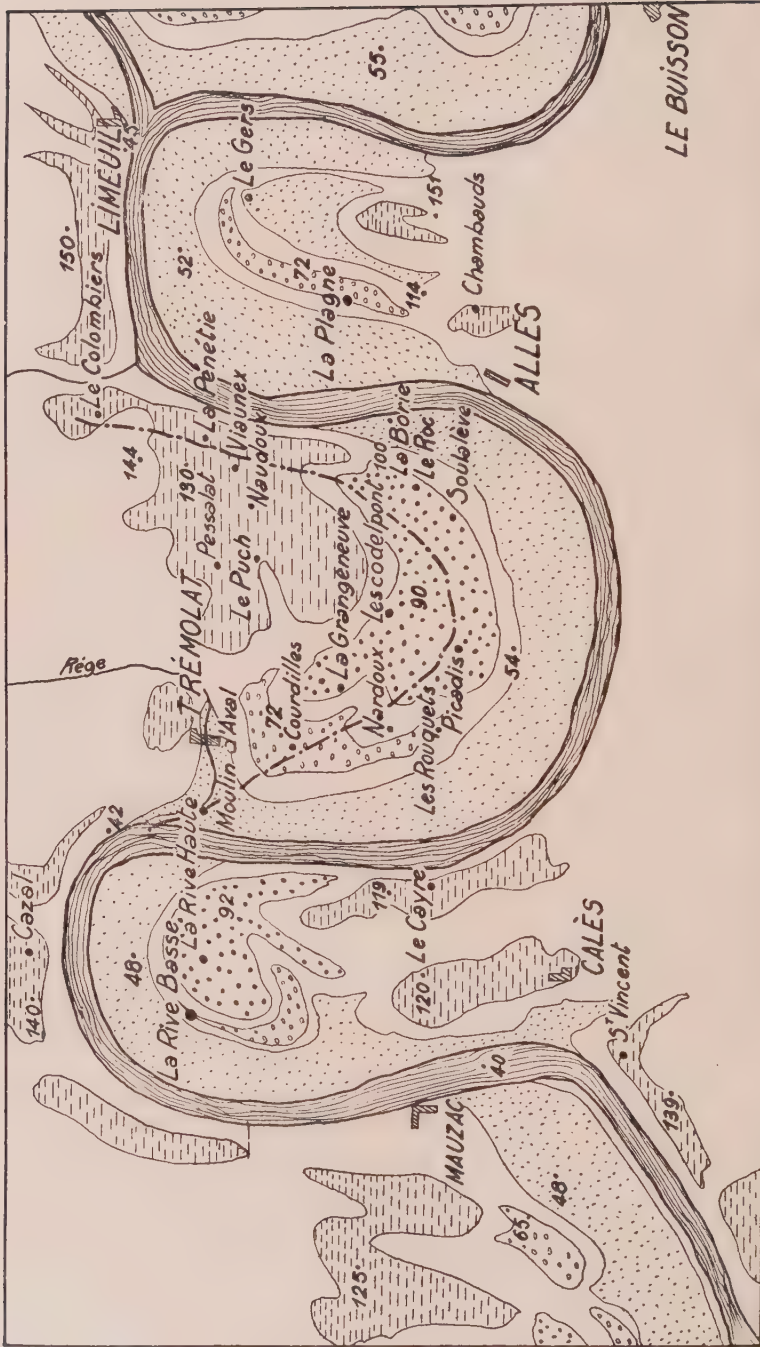
La couverture alluviale, très mince, n'offre pas grand intérêt : en surface, dans les champs, on trouve des haches polies, laissées là par des tribus néolithiques, mais elles n'ont aucune valeur pour la chronologie. En profondeur, les alluvions, épaisses de 1 à 2 mètres, sont constituées de galets de quartz, de la grosseur du poing, et enrobés dans une argile rougeâtre qui provient de la décomposition des calcaires sous-jacents. On ne dispose donc ni d'outillage préhistorique, ni de fossile pour fixer l'âge de la terrasse de Lescodelpont. On peut simplement l'assimiler, par son altitude relative, à la terrasse a. 2 qui se trouve située à 60 mètres au-dessus de la Dordogne, en face de Bergerac.

Enfin, si l'on se hausse, par la route de Trémolat à Limeuil, jusqu'au lieu dit de Pessalat et au hameau de la Pénétie, on atteint ce que les gens du pays appellent « un planétzè », c'est-à-dire un petit plateau ou un replat. Les hameaux des Viaunex, des Bretoux, de la Pénétie et du Colombier sont situés à peu près au même niveau, à 100 mètres d'altitude relative, et à 130-140 mètres d'altitude absolue. Il est difficile de retrouver à la surface de ce replat des traces de l'ancienne couverture alluviale. Toutefois, dans les bois du Colombier, on découvre de petits galets de quartz hyalin qui représentent les dernières traces du passage de la Dordogne et de la Vézère sur cette surface d'érosion. Rien, sauf la concordance des altitudes relatives, ne permet de la rattacher à des terrasses déjà décrites. Mais si l'on tient compte de sa situation, au pied des hauteurs de la Lande et des Tourettes qui, par 170 à 180 mètres, représentent le dernier niveau d'érosion tertiaire, on peut l'assimiler à la terrasse a. 1 qui, à Bergerac, se trouve à 80 mètres d'altitude relative.

On constate ainsi que les basses terrasses, a. 3 et a. 4, diminuent d'altitude relative de l'aval vers l'amont, tandis que les hautes terrasses et en particulier la terrasse a. 1 augmentent d'altitude relative à mesure qu'elles s'étendent dans la même direction. Ces dernières témoignent cependant d'un temps d'arrêt dans le creusement de la vallée, elles sont par conséquent les fragments d'une vallée très proche de son profil d'équilibre. Or, aujourd'hui leur pente est plus accentuée que celle du cours d'eau qui n'est pas encore parvenu à l'âge mûr. On peut en déduire que la pente des hautes terrasses s'est accentuée au cours de l'ère quaternaire par suite de mouvements épéirogéniques (fig. 49). L'examen de l'ensemble des terrasses quaternaires dans le Nord du Bassin Aquitain permettra, d'ailleurs, de préciser ces quelques indications tirées des dénivellations actuelles de la terrasse a. 1.

e) *En amont des méandres de Calès, de Trémolat et d'Alles.*

Les trois méandres qui se déroulent du Buisson à Mauzac, entourent des replats et des talus semblables à ceux que l'on vient de décrire dans le méandre de Trémolat. Du haut de la Pénétie, en regardant vers Alles et Le Buisson, à l'Est, ou bien vers Calès et Mauzac, à l'Ouest, on distingue très nettement la basse terrasse a. 4, presque au niveau du cours d'eau, couverte de prés, de champs et de rangées de peupliers (photo XIII et carte IX). Au-dessus, la terrasse a. 3 porte les hameaux de la Rive-



Carte IX. — MÉANDRES ET TERRASSES DE LA DORDOGNE, DU BUISSON A MAUZAC.

- | | | |
|--|---------------------------------|---------|
| | Terrasse moustérienne. | a^4 . |
| | Terrasse acheuléenne. | a^3 . |
| | Terrasse du Quaternaire ancien. | a^2 . |
| | Terrasse du Pliocène supérieur. | a^1 . |
| | Axe du profil de la fig. 34. | |

Basse à Calès et de Laplagne à Alles. La terrasse a. 2 est la mieux dessinée et ses trois fragments du Gers, de Lescodelpont et de la Rive-Haute se raccordent aisément les uns aux autres. Enfin la terrasse a. 1 se profile parfois sur l'horizon à cause de son altitude déjà élevée; on l'aperçoit sous le village de Calès et le hameau du Cayre vers l'Ouest, sous les Chambauds d'Alles vers l'Est (photos XII et XIII et fig. 43, p. 238).

En amont du Buisson, on suit ces divers niveaux, le long des rives de la Dordogne, jusqu'aux confins du Périgord et du Quercy, près de Cazoulès. La terrasse a. 4 est partout très bien représentée; elle garnit le fond de la vallée de ses alluvions moustériennes; la carte géologique au 1/80.000° la distingue par une teinte vert clair des niveaux plus anciens [6 et 7]. Mais les autres terrasses, a. 3, a. 2 et a. 1, sont confondues sous la même teinte vert foncé. Cependant, par la diversité qui règne dans la couverture alluviale et par les variations d'altitude, on peut les séparer les unes des autres quand on remonte la vallée du Buisson à Souillac. Ce ne sont plus des terrasses continues, mais simplement des fragments de terrasses démantelées par l'érosion. On retrouve a. 3 aux stations du Buisson, de Siorac-de-Belvès et de Vézac; a. 2 s'étend sous les villages du Coux et de Montfort; a. 1 peut être signalé à Beynac, sous le château, à Lau-mède et à Bigaroque, près du Coux.

Une analyse plus précise du profil transversal de la Dordogne à Souillac, à l'entrée même des Causses, permet d'aboutir aux constatations suivantes :

Le cours d'eau coule à une altitude de 80 mètres (fig. 36); il est

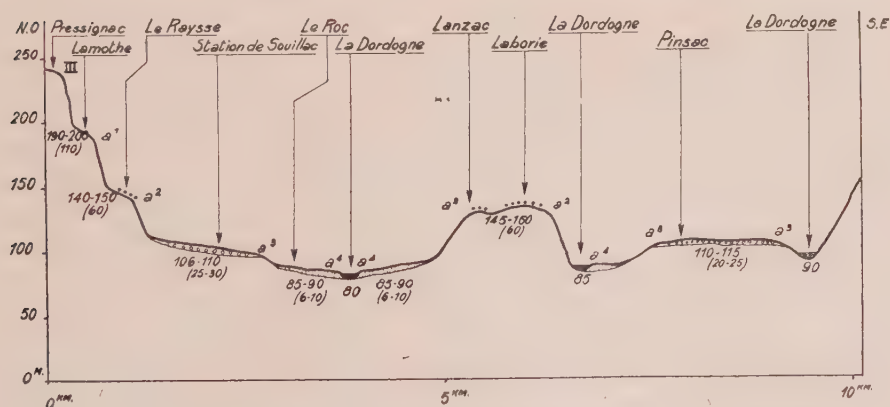


Fig. 36. — INTERPRÉTATION MORPHOLOGIQUE DE LA VALLÉE DE LA DORDOGNE A SOUILLAC.

bordé d'une terrasse vive de 2 à 3 mètres d'altitude relative, couverte de prés et de bois; les crues la recouvrent chaque hiver. Elle est particulièrement bien développée au pont de Souillac, au pied des hameaux de Cieurac et de Félines, sur la rive gauche. A 4 ou 5 mètres au-dessus de cette terrasse vive, s'étale la première terrasse morte, la terrasse moustié-

rienne qui n'est plus atteinte que par les plus hautes inondations. Elle porte le hameau du Roc dans la boucle d'un méandre abandonné. En fait elle constitue partout le fond du lit majeur, tandis qu'à Trémolat sa partie supérieure était encore au-dessus des plus hautes crues.

La terrasse acheuléenne a. 3 est bien développée au Sud des stations de Cazoulès et de Souillac, et vers l'aval, à Saint-Julien-de-Lampon et à Calviac, à l'entrée de la Dordogne en Périgord; son altitude varie entre 100 et 105 mètres. Son altitude relative, de 20 à 25 mètres, quoique plus faible que vers l'aval, l'apparente à la terrasse acheuléenne de Bergerac et permet de constater vers l'amont un écart de plus en plus réduit entre le niveau d'étiage du cours d'eau et le niveau des deux terrasses inférieures : en effet, à peu de distance de Souillac, au confluent de l'Ouyse, une rupture de pente de 4 à 5 mètres dans le lit de la Dordogne hausse le cours d'eau au niveau des alluvions moustériennes et la terrasse a. 4 disparaît ou se confond avec les alluvions actuelles de la rivière (fig. 49, p. 278).

Son altitude relative devient égale à zéro. On peut donc admettre qu'elle se termine en ce point et qu'en amont seules subsistent les terrasses a. 3, a. 2 et a. 1. Comme la rupture de pente du confluent de l'Ouyse ne coïncide pas avec la présence d'une barre rocheuse ou d'une variation de structure dans la nature des terrains jurassiques, on peut y voir la pointe extrême d'une reprise d'érosion, qui aurait découpé en terrasses l'ancienne plaine d'inondation où se déposaient pendant les crues les silex moustériens et les squelettes de Mammouths. Mais avant de décrire avec plus de précision cet épicycle d'érosion quaternaire, il convient de pousser plus avant l'étude morphologique des vallées périgourdines.

Si nous reprenons l'examen de la vallée de la Dordogne autour de Cazoulès (fig. 36), nous trouvons, près de la station du chemin de fer, la terrasse acheuléenne qui se relève lentement vers le Nord, entre 100 et 105 mètres d'altitude absolue, soit 20 à 25 mètres d'altitude relative; elle se termine au pied d'un talus que borde la route de Souillac à Sarlat. Au-dessus, à 140-150 mètres d'altitude absolue s'étale un nouveau replat que la carte au 1/80.000^e confond sous une même teinte avec la terrasse a. 3. En réalité c'est un fragment de la terrasse a. 2; son altitude relative de 60 à 70 mètres permet de l'assimiler à la terrasse de Rauly vers Bergerac. Il est bien développé au-dessus du Pas-du-Rayse et au château des Fraux d'où la vue s'étend sur des replats de même altitude, mais situés sur la rive gauche, à Marcuil, de part et d'autre de la vallée de la Fenolle.

Au Nord-Ouest de Souillac, la terrasse a. 2 est fort mal représentée, on ne peut lui attribuer que quelques replats au flanc des lourdes collines qui s'inclinent vers la vallée. Par contre, au-dessus de la vallée de la Borreze, près de Lamothe, vers 195 à 200 mètres d'altitude absolue, s'étalent de solides épaulements couverts de bois, découpés dans les calcaires calloviens et oxfordiens; ils dominent le lit de la Dordogne de plus de 100 mètres mais ils sont nettement distincts des « relictés » du niveau d'érosion tertiaire n° III qui atteint ici 240 à 250 mètres. De plus, ils portent des argiles, des sables et des graviers assez épais pour favoriser la croissance de bois touffus sur des calcaires cependant très perméables. Plus à

l'Est, vers le Pigeon et Martel, la carte géologique assimile ces dépôts aux sables oligocènes du Périgord. En réalité ils sont d'âge assez récent; leur aspect clair et l'absence de galets rubéfiés et de formations gréseuses permettent de les assimiler aux alluvions les plus anciennes de la Dordogne. De sorte que, géologiquement et morphologiquement, les épaulements de Lamothe et les alluvions de Martel et du Pigeon se rattachent à la terrasse la plus ancienne et la plus élevée, la terrasse a. 1.

La terrasse a. 1 passe de 80 mètres d'altitude relative à Bergerac, à 100 mètres vers le Buisson et à 110 mètres vers Cazoulès. Elle a ainsi une pente de 1 pour 1.000 environ tandis que celle de la Dordogne actuelle n'est que de 0,5 pour 1.000 sur la même distance (fig. 49). Comme l'allure de la terrasse a. 1 implique une évolution assez poussée vers le profil d'équilibre de la vallée quaternaire dont elle a fait partie, il faut admettre que depuis sa formation, non seulement elle a été fortement démantelée et débarrassée partiellement de sa couverture alluviale, mais qu'elle a subi également des déformations, que-tout au moins sa pente, de l'Est à l'Ouest, s'est accrue par suite de mouvements épéirogéniques. Ces mouvements, déjà signalés dans l'étude morphologique des lobes de méandre entre Le Buisson et Bergerac, trouveront preuve nouvelle et confirmation dans une explication d'ensemble des terrasses du Bassin Aquitain septentrional.

2° DANS LES VALLÉES AFFLUENTES DE LA DORDOGNE.

a) *Sur la Vézère.*

Près du confluent de Limeuil, il est facile de repérer sur les rives de la Vézère, les terrasses déjà mises en évidence le long de la Dordogne (photo IX). Au hameau de Malmussou, près du Bugue, on retrouve a. 4 à 6 et 7 mètres au-dessus des eaux d'étiage de la Vézère. Saint-Martin et la Terrasse sont bâtis sur la terrasse acheuléenne a. 3. Le cingle de la Péchère, au Sud-Ouest du Bugue, est sur a. 2. Enfin quelques sommets de collines, culminant entre 140 et 150 mètres d'altitude absolue, appartiennent à a. 1 (fig. 36 bis).

Aux Eyzies, près de la station du chemin de fer, des fouilles dans la Gravière Chadourne [50] ont permis de recueillir des grattoirs et des burins moustériens et en profondeur du Moustérien de tradition acheuléenne avec couteaux, tranchets, burins et petits coups de poing bien taillés. Ces trouvailles archéologiques précisent l'âge de cette terrasse qui est à 5 mètres au-dessus de la Vézère; c'est a. 4, d'âge moustérien. Sa formation a duré assez longtemps pour s'étendre du Moustérien moyen, où subsistent des traces de l'industrie acheuléenne, au Moustérien final où seuls sont travaillés les éclats des silex crétaés [218].

A Thonac et à Saint-Léon-sur-Vézère, les trois terrasses a. 4, a. 3 et a. 2. sont également bien représentées : la première, dans laquelle on a recueilli, au Champ Pageral, près du Moustier, de magnifiques lames du Paléolithique moyen, s'étale de part et d'autre de la Vézère et porte le

château du Claud et le village de Saint-Léon [216]. a. 3 est bien développée sur la rive gauche du cours d'eau, au village de Sergeac, à 90 mètres environ d'altitude absolue. Quant à la terrasse a.2, on la retrouve sur la

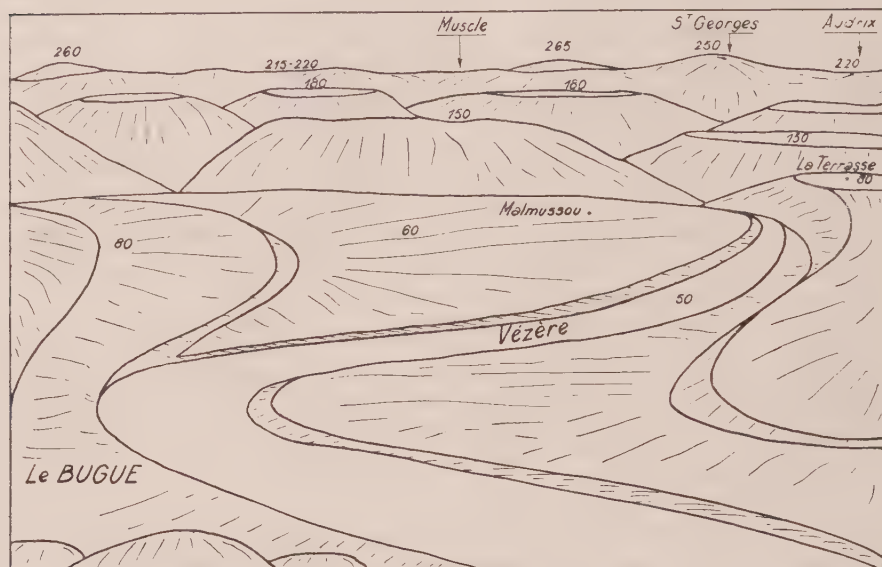


Fig. 36 bis. — PANORAMA DE LA VALLÉE DE LA VÈZÈRE AU BUGUE et des collines qui la bordent au Sud, d'après la photographie N° IX.

250-260 Niveau d'érosion éocène.

215-220 — — préstampien.

180 Niveau d'érosion mio-pliocène.

150, 80, 60 Terrasses quaternaires.

rive droite, à 120 mètres environ d'altitude absolue, le long de la route qui conduit de Thonac à Saint-Léon-sur-Vézère.

Enfin, à Terrasson, une coupe transversale de la vallée de la Vézère confirme les données précédentes; en voici une interprétation.

En face de Terrasson, la Vézère se trouve, durant l'étiage, à 82 mètres d'altitude absolue; la terrasse qui la borde directement n'a que 3 à 4 mètres d'altitude relative et les inondations la recouvrent fréquemment en hiver; sa faible hauteur au-dessus des eaux s'explique par la proximité de la rupture de pente de Saint-Pantaléon, au confluent de la Corrèze et de la Vézère, où elle prend fin par 95 à 98 mètres d'altitude absolue, dans les mêmes conditions que sur la Dordogne, en amont de Souillac, au confluent de l'Ouyse (tableau II, p. 275). Malgré sa faible altitude relative, elle porte la route, la voie ferrée et de nombreux écarts, mais des remblais sont partout nécessaires pour éviter les crues les plus abondantes.

La carte au 1/80.000^e ne représente que la plus basse terrasse; mais les terrasses plus élevées existent également dans le paysage. Ainsi le village de Cublac, à 110 mètres d'altitude absolue, repose sur la terrasse acheuléenne, a. 3. Vers 150 mètres, s'étagent une série régulière de dos de terrain

où s'accrochent de nombreux hameaux comme Charpenet et la Morélie, de part et d'autre de la vallée de l'Ellé; par son altitude relative de 60 mètres on peut attribuer ce niveau à la terrasse a. 2.

Enfin, au-dessus de Charpenet, l'écart de Langle est sur un plateau, à une altitude absolue de 180 mètres et, au-dessus de la Morélie, Jabardel, la Broudénié et la Géronie sont à 190-200 mètres. Ces replats, nettement distincts du niveau d'érosion tertiaire n° III, qui passe ici à 230 mètres, peuvent être attribués à la terrasse a. 1, la plus élevée des terrasses périgourdines (fig. 46, p. 258).

b) Dans les petites vallées et les vallons du Périgord méridional.

En dehors des grandes vallées de la Vézère et de la Dordogne, les terrasses et les vagues d'érosion, qui les ont démantelées, ont pénétré par de multiples vallons dans l'intérieur des plateaux du Périgord méridional et les ont découpés en une fine dentelle de collines et de coteaux où il est difficile, comme on l'a constaté plus haut, de retrouver les traces de niveaux d'érosion tertiaires. Les traces de l'érosion récente sont plus faciles à repérer dans le paysage, soit le long des ruisseaux, soit sur les pentes des plateaux. On peut choisir quelques exemples dans l'immense fouillis des croupes et des thalwegs.

1. Profil en long de la Rège (fig. 37). — Ainsi, une mesure altimétrique

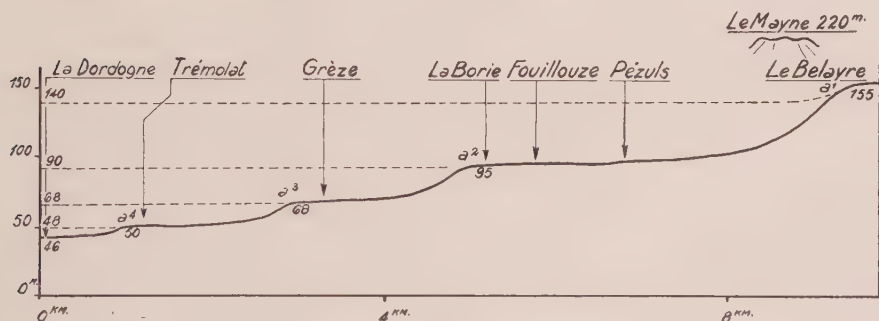


Fig. 37. — PROFIL EN LONG DE LA RÉGE, RUISSEAU DE PÉZULS-TRÉMOLAT.

du profil en long de la Rège, entre son confluent avec la Dordogne et l'origine de sa vallée près de Sainte-Alvère, permet d'établir une courbe schématique où figurent une série de biefs séparés par des ruptures de pente. Le premier bief, auprès du confluent, se tient entre 40 et 50 mètres, il est creusé dans la terrasse moustiérienne a. 4. La Rège s'y encaisse à partir du village de Trémolat où elle tombe de 50 à 45 mètres; en amont, elle coule dans une vallée qui s'étale vers le Nord sous l'église de Trémolat et s'épanouit vers le Sud dans la large terrasse des Cardoux et de la Placelle; c'est toujours a. 4 d'âge moustiérien.

Au pied du hameau de Grèze, de nouvelles petites cascades et une

dénivellation dénotent encore la présence d'une vague d'érosion peu nette, peu vigoureuse, mais qui élève le thalweg assez vite de 55 à 64 mètres. Puis, on suit un bief presque plat, au pied des écarts de Malbrunet et de la Lande. Si l'on prolonge vers l'aval cette section de la vallée de la Rège, on constate qu'elle coïncide, par l'altitude relative et l'altitude absolue, avec la terrasse acheuléenne des Courdilles et des Nardoux. Elle domine d'une trentaine de mètres les eaux de la Dordogne au moment de l'étiage.

Une nouvelle brisure de profil se produit, très nette celle-là, au moulin de la Borie; en moins de 500 mètres, la Rège tombe de 20 mètres; on a pu établir une chaussée et une roue à aubes pour tirer partie de cette dénivellation qui ne correspond pas à un accident structural. C'est encore une vague d'érosion qui vient mourir là. En amont du moulin de la Borie s'ouvre un nouveau bief, le mieux dessiné de la vallée. Jusqu'à Pézuls, le thalweg ne s'élève que très lentement de 90 à 110 mètres. Prolongée vers l'aval, sans tenir compte de la rupture de pente de la Borie, cette section du profil en long de la Rège, vient coïncider avec les terrasses de Lescodelpont et de Soulalève dont l'altitude relative est d'environ 60 mètres. Elle est donc bien un élément de la terrasse a. 2.

Enfin, au pied du Mayne, la vallée de la Rège s'élève brusquement pour se terminer par des formes mûres entre 150 et 160 mètres à Belayre. Cette dernière section du profil, qui se tient au-dessous du niveau d'érosion mio-pliocène, situé ici à 180 mètres environ d'altitude, se raccorde vers l'aval avec une terrasse a. 1 qui porte, entre 130 et 140 mètres d'altitude absolue, les hameaux de la Pénétie et de Bosredon. Ainsi, la vallée de la Rège est tout entière postérieure au début du Pliocène.

2. *Profil en long de la vallée de la Beune* (fig. 38). — Il n'en serait pas de même pour la vallée de la Beune qui se jette dans la Vézère aux Eyzies. Si l'on retrouve dans la plus grande partie de son cours les biefs qui se rattachent aux terrasses récentes, on s'élève, dans les dernières parties du cours supérieur, à une succession de formes tantôt évasées, tantôt resserrées, emboîtées les unes dans les autres et où l'on peut reconnaître les derniers restes des thalwegs tertiaires. Pour la Grande Beune, c'est au pied du hameau de Genestal, à l'Est de la Chapelle-Aubareil, que débutent, par 190 mètres d'altitude absolue, les premiers éléments des vallées mio-pliocène et oligocène. Au-dessous, au contraire, s'étagent des biefs qui datent de la fin du Pliocène et du Quaternaire [7].

3. *Le vallon de Nadaillac-le-Sec* ([12], Brive N.-O. et fig. 39). — On pourrait multiplier les exemples de vallées et de vallons minuscules portant ainsi les traces de plusieurs cycles d'érosion très récents. On s'en tiendra à un dernier cas, celui du vallon qui se creuse à l'Ouest de Nadaillac-le-Sec, au pied des hameaux de Mas del Sartre et de la Chapelle-Mouret. Il rejoint la vallée du Coly à un kilomètre en amont du village qui porte le même nom que le ruisseau.

Si l'on remonte à pied, et avec un altimètre, des rives de la Vézère à Mas del Sartre, on observe une première rupture de pente dans la vallée du Coly avant d'atteindre les maisons de Boué; en moins d'un kilomètre on passe de 90 à 100 mètres d'altitude absolue, au pied de versants

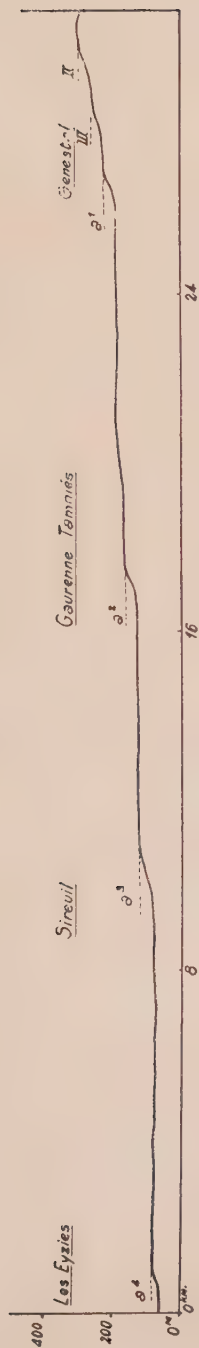


Fig. 38. — Profil en long de la Beune.

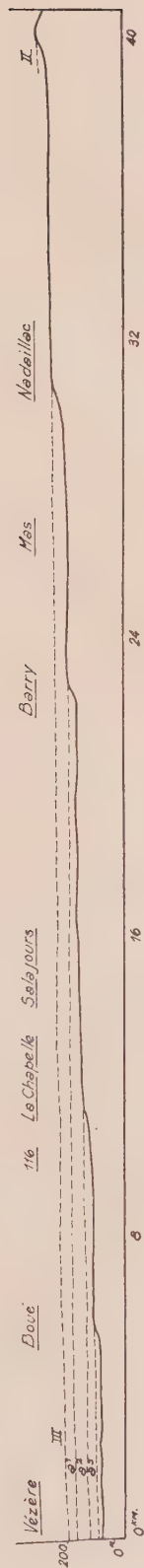


Fig. 39. — Profil en long du Vallon de Nadaillac.

homogènes taillés dans les calcaires du Bathonien inférieur. On peut donc situer en ce point la rupture de pente qui marque l'altitude la plus élevée atteinte par le façonnement des terrasses moustériennes.

On parcourt ensuite une longue section plate de la vallée du Coly; mais quand on pénètre à la cote 116 dans le vallon de Nadaillac-le-Sec, on ne tarde pas à s'élever, toujours au pied des calcaires homogènes du Bathonien inférieur, de 120 à 135 mètres d'altitude absolue. La rupture de pente, qui ne coïncide pas avec des influences structurales, provient du cycle d'érosion qui a donné naissance aux terrasses de 30 à 35 mètres d'altitude relative au-dessus du niveau d'étiage de la Vézère; par analogie, on peut les dater du début du Paléolithique, de l'Acheuléen.

Au delà de la Chapelle-Mouret, le vallon s'élève lentement, en serpentant à travers les calcaires jurassiques, vers le Sud-Est, et sans présenter d'accident notable jusqu'au pied du hameau du Barry. Là, encore, un troisième bief se termine par une pente assez forte qui passe de 172 à 185 mètres en moins de 800 mètres. Ici se terminerait donc la section de la vallée qui vers l'aval correspond aux terrasses de 60 à 70 mètres d'altitude relative. Effectivement les replats qui se dégagent sur les versants auprès du Barry paraissent bien s'étendre vers l'aval pour aboutir sur la vallée de la Vézère à 150 mètres environ au-dessus du niveau de la mer. L'un d'entre eux, à 170 mètres, se détache nettement au Nord-Ouest de Saloujours.

Mais les observations sont plus probantes sur la section du vallon qui se trouve au pied du Mas del Sartre. Dans cette partie de son tracé, malgré des sinuosités nombreuses, la coupure ne s'élève que très lentement jusqu'à 220 mètres au-dessus du niveau de la mer. Sa pente très régulière et ses nombreux méandres montrent qu'à ce niveau le cours d'eau, qui a façonné les versants, a dû connaître une période de calme relatif, sans être obligé, par une pente trop vive, à creuser rapidement son sillon dans les calcaires bathoniens. En outre, cette section du vallon se continue vers l'aval par une magnifique série de replats, dessinant une vallée mûre à 200 mètres d'altitude, au confluent du vallon et de la vallée du Coly. Plus près de la Vézère, on retrouve ces surfaces d'érosion à 190 mètres environ, soit à 100-110 mètres d'altitude relative, c'est-à-dire au niveau même de la plus ancienne des terrasses périgourdines.

C'est donc à 210-220 mètres d'altitude absolue que se termine cette section, au pied du hameau des Endrives. Au delà, le vallon s'épanouit en une large combe qui se confond avec les surfaces d'érosion mio-pliocènes situées ici autour de 240 mètres au-dessus du niveau de la mer... Mais vers l'aval, dans la plus grande partie de son cours, il reflète, dans des roches homogènes, les diverses vagues d'érosion et les périodes d'arrêt qui ont façonné, depuis le milieu du Pliocène, les vallées périgourdines.

c) Dans l'intérieur des plateaux.

Pour compléter les démonstrations fournies par les profils en long et en travers des vallons, on peut examiner un cas assez curieux de topographie récente en dehors de toute vallée bien dessinée. Par suite de condi-

tions structurales particulières, des plaines, des sortes de « poljè », ont pu se développer à l'intérieur du Périgord Méridional, en particulier dans le Sarladais, aux confins du Causse, dans les calcaires dolomitiques du Coniacien [89, 127]. On a vu plus haut que certaines de ces plaines, couvertes encore de dépôts siliceux, peuvent être rattachées au niveau d'érosion mio-pliocène. Quelques-unes d'entre elles, à une altitude plus basse, se rattachent sans nul doute aux terrasses de la Dordogne. Une coupe autour de Masclat, village situé dans le Lot, mais dans un paysage encore périgourdin, permet d'élucider le problème. La coupe s'étend de l'Ouest à l'Est, entre Manobre, Masclat et la vallée de la Fenolle (fig. 40).

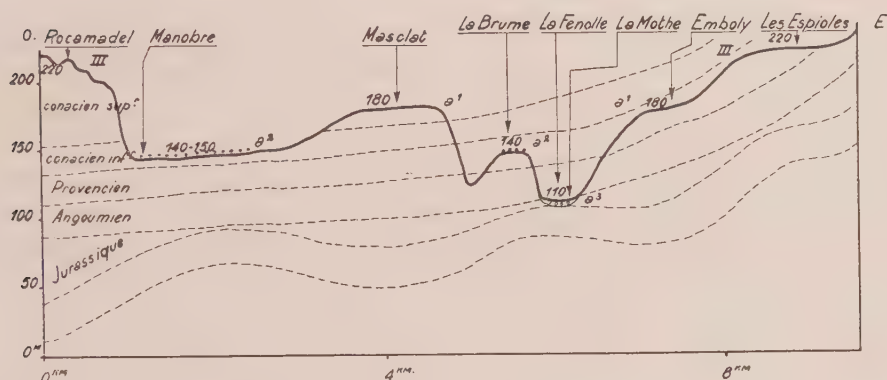


Fig. 40. — Coupe morphologique dans le Sarladais oriental, de Rocamadél aux Espioles.

Les hauteurs mamelonnées de Rocamadél, à 210 et 220 mètres d'altitude, appartiennent, comme on l'a vu plus haut, au cycle tertiaire n° III. A leur pied, vers l'Est, s'ouvre une dépression subséquente, en partie liée à des phénomènes structuraux dont il sera question plus loin, mais en partie aussi d'origine cyclique. Son altitude, régulière du Sud au Nord, est indifférente aux variations de la nature des roches, et sa couverture de sables et de galets roulés rappelle les alluvions quaternaires des vallées. Plus loin, vers l'Est, cette dépression se relève lentement pour atteindre, à 180 mètres environ d'altitude, le plateau qui porte le village de Masclat et qui est couvert d'argile à silex ou de sable. De là, on descend assez vite dans la vallée de la Fénolle, à 100 mètres seulement au-dessus du niveau de la mer, non sans rencontrer, en cours de pente, des replats vers 150 mètres; l'un d'eux porte, au Nord de Masclat, et près de la voie ferrée de Souillac à Cahors, le hameau de Labrunie [7].

Si l'on rapproche ces replats des terrasses de la vallée de la Dordogne, en face de Cazoulès et de Souillac (fig. 36), c'est-à-dire à une dizaine de kilomètres au Nord-Est de Lamothe et de Masclat, on constate que, la Dordogne coulant dans cette région à 80 mètres environ d'altitude absolue, le thalweg de la Fénolle, auprès de Lamothe, est situé sur la terrasse acheuléenne a. 3, de 20 à 25 mètres d'altitude relative. Les replats de

Labrunie et de Manobre, vers 140 à 150 mètres, appartiennent à la seconde des terrasses supérieures a. 2 et le plateau qui porte Masclat, à 180 mètres, peut être attribué à la première et à la plus ancienne des terrasses, à la terrasse a. 1. Il est assez normal, qu'au moment où le creusement de la vallée de la Dordogne marquait un temps d'arrêt et où l'érosion latérale l'emportait sur l'érosion linéaire, les vallées affluentes se soient également élargies, façonnant des bassins à peu près plats, dans les parties les plus tendres des calcaires crétacés. Ces bassins, abandonnés quand les cours d'eau se sont de nouveau encaissés, restent maintenant suspendus au-dessus des vallées actuelles.

Au Nord de la Dordogne, dans cette même région du Sarladais, où le Coniacien est constitué de grès très friables et de calcaires dolomitiques très résistants, des plaines, entourées de hauteurs boisées et parsemées de « pechs » ou chicots rocheux, étalent leurs surfaces couvertes de sables et de graviers sous les hameaux et les cultures. On peut signaler en particulier, le long des routes qui conduisent de Sarlat à Carsac et à Souillac, les plaines de Braulen, d'Hermier et de Lacanéda. Leur altitude varie entre 100, 110 et 120 mètres. Leur sol sablonneux provient de la décomposition des grès crétacés. Elles communiquent difficilement avec la vallée voisine de la Dordogne, mais de l'une à l'autre, et de part et d'autre du ruisseau de la Néa, les passages sont d'accès aisé. Par leur altitude et par leur couverture alluviale, on peut les rattacher au niveau d'érosion qui a donné naissance à la terrasse a. 3 d'âge acheuléen. Au moment même où les cours d'eau se stabilisaient et cessaient de creuser leur thalweg, le ruissellement et l'érosion latérale, ayant comme niveau de base la grande vallée, déblayaient les versants, dégageaient les escarpements, réduisaient les crêtes à l'état de chicots et façonnaient les curieuses plaines du Sarladais central.

Ainsi donc, par des centaines de vallons et de petites vallées, peut-être même par des ruisseaux souterrains dans une région aussi favorable aux phénomènes karstiques que le Périgord méridional, les vagues d'érosion, déterminées le long de la grande vallée de la Dordogne par soulèvement du socle continental ou abaissement du niveau de base, ont pénétré dans l'intérieur des masses rocheuses que les cycles tertiaires avaient déjà nivelé superficiellement. Elles y ont creusé d'étroits couloirs tandis qu'elles s'efforçaient de raccorder les uns aux autres, pendant les périodes de rapide creusement, les divers éléments du réseau hydrographique. Mais lorsque, par suite d'un arrêt dans le soulèvement du socle continental ou dans l'abaissement du niveau de base, la Dordogne élargissait sa vallée et déposait ses alluvions sur les replats récemment créés, tous les ruisseaux qui aboutissaient au grand cours d'eau effectuaient un travail analogue. En aval des ruptures de pente, qui continuaient à reculer vers les sources, ils dessinaient un bief presque horizontal qui se raccordait avec les plaines alluviales de la grande vallée. En quelques points du Sarladais, où la structure des grès et des calcaires crétacés est de résistance très variable, les vallées de la Néa, de la Fénolle ou de la Cuze ne parvenaient pas à créer un profil transversal s'ouvrant régulièrement de l'amont vers l'aval. Certaines sections, dans un matériel tendre, s'élargissaient jusqu'à former

de petits bassins presque fermés, d'autres, au contraire, n'arrivaient pas à briser l'étau des calcaires dolomitiques et demeuraient étroites comme des gorges. C'est particulièrement le cas des vallées qui débouchent sur la Dordogne, à Carsac et à Grolejac.

Lorsque, par suite d'un nouveau soulèvement du socle continental ou d'un abaissement du niveau de base, une nouvelle vague d'érosion a remonté les vallées, les fonds plats ou subhorizontaux des vallées ont été disséqués et il n'en subsiste plus aujourd'hui que des terrasses plus ou moins bien conservées, des replats souvent dépouillés de leur couverture alluviale et des plaines ou des plateaux intérieurs qui aèrent le relief du Sarladais [7 et 9].

3° LES TERRASSES DE LA VALLÉE DE L'ISLE ET DES VALLÉES AFFLUENTES.

On retrouve, le long de la vallée de l'Isle et des vallées affluentes, les mêmes terrasses que le long de la vallée de la Dordogne. On peut noter cependant quelques différences en procédant à l'analyse géologique et morphologique de sections transversales à travers les vallées envisagées.

a) La vallée de l'Isle à Montpon.

A Montpon, le profil transversal de la vallée de l'Isle ressemble à celui de la vallée de la Dordogne à Sainte-Foy-la-Grande et à Bergerac.

1. *La terrasse vive* b. 1. — Durant l'étiage, le cours d'eau coule à 22 mètres d'altitude absolue au pied de la bourgade (fig. 41). Il est bordé

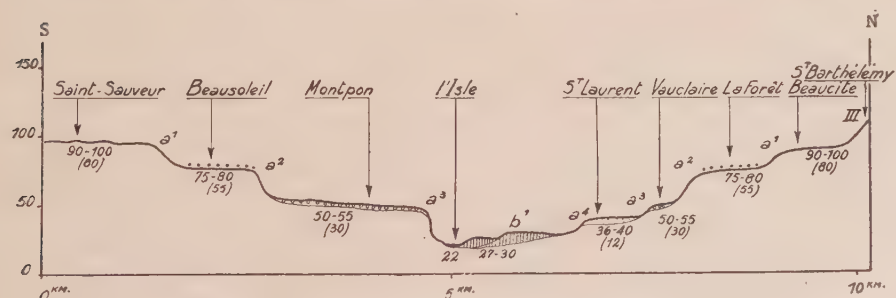


Fig. 41. — COUPE MORPHOLOGIQUE TRANSVERSALE DE LA VALLÉE DE L'ISLE A MONTPON.

par une terrasse vive, que ravinent les crues et qui se tient entre 27 et 30 mètres. Couverte de sables et de graviers mêlés de rognons de silex, de blocs calcaires, de débris de tuiles et de poteries, elle est toute récente et peut être attribuée à la période néolithique et historique. En amont de Montpon, elle ne porte que des maisons isolées; en aval, elle est jalonnée de villages : Ménestérol, Ménésplet, Moulin-Neuf, Saint-Seurin. La route nationale de Périgueux à Bordeaux, qui l'évitait à l'Est de Montpon, la suit à partir de Ménésplet [5]. C'est qu'elle tend à devenir une terrasse

morte vers l'aval : au confluent de l'Isle et de la Dronne, avec 8 mètres d'altitude relative, elle est à l'abri des crues les plus hautes. Par son aspect morphologique, par sa structure géologique et son âge, on peut l'identifier à la terrasse b. 1, décelée à Bergerac et à Sainte-Foy-la-Grande, sur les rives de la Dordogne.

2. *La terrasse moustiérienne a. 4.* — Au pied du bourg de Montpon, l'Isle vient frôler une terrasse qui atteint 15 mètres d'altitude relative et 36 à 40 mètres d'altitude absolue. Cette terrasse est légèrement inclinée vers le cours d'eau et, de l'amont vers l'aval, sa pente atteint à peine une vingtaine de mètres pour une distance de 25 kilomètres, soit moins de 1 pour 1.000, comme le thalweg au fond duquel coule le cours d'eau actuel. Sa surface est recouverte de sables, de graviers siliceux, de galets de quartz, de granites, de schistes siliceux et plus argileux que ceux des basses terrasses de la Dordogne, probablement à cause des apports en provenance de la Double et du Landais. Ces dépôts ne contiennent aucune roche volcanique, l'Isle et ses affluents ne drainant que des régions constituées par des granites, des gneiss et des schistes cristallins. Ils ne forment sans doute qu'une mince pellicule, de 2 à 4 mètres d'épaisseur, à la surface du substratum dans lequel a été découpée la terrasse de 36-40 mètres. Mais, ici, il est difficile, dans un sondage, de distinguer ce qui revient aux alluvions quaternaires et ce qui appartient aux sables et aux argiles de la Double; les différences de faciès ne sont pas toujours assez nettes. Toutefois, le long du talus qui s'étend de Montpon à Saint-Martial-d'Artenset, on voit affleurer vers la base des dépôts argilo-sableux de teinte rougeâtre et qui sont le prolongement des sables tertiaires du Landais. Ainsi donc, la terrasse de Montpon ne doit pas être considérée comme une terrasse de remblaiement, malgré les indications de la carte géologique au 1/80.000^e; elle se rattache, elle aussi, aux terrasses d'érosion recouvertes d'un dépôt alluvial peu épais. S'il y a eu remblaiement, c'est de l'amont et non de l'aval qu'il s'est produit. Mais cette question sera abordée plus loin, dans l'étude d'ensemble des terrasses du Bassin Aquitain septentrional.

Reste à fixer l'âge de la terrasse de Montpon. Dans les gravières de Saint-Martial-l'Artenset et de Saint-Léon-sur-l'Isle, des fouilles effectuées par les préhistoriens ont permis de recueillir un abondant outillage composé de lames de silex retouchées : racloirs, burins, grattoirs, couteaux que l'on attribue au Moustiérien classique et final [174]. La terrasse de Montpon a donc le même âge que la terrasse a. 4 que l'on a suivie le long de la Dordogne et de la Vézère; son altitude relative de 15 mètres, permet également de la rapprocher de la terrasse de la Cavaille, près de Bergerac. On peut donc lui attribuer le même âge et le même indice a. 4 pour la distinguer de celles qui l'encadrent.

3. *La terrasse acheuléenne a. 3.* — Sur la rive gauche de l'Isle, au Sud de Montpon et de Saint-Martial-l'Artenset, la carte géologique au 1/80.000^e confond sous le même indice a. 1. b., deux niveaux très différents [5]. Le premier, très plat, se tient entre 35 et 40 mètres d'altitude absolue et borde immédiatement le talus qui domine b. 1, c'est la terrasse moustiérienne a. 4 que l'on vient de décrire. Mais vers le Sud, au Grand-Charretier et au

Grand-Bigotas, l'altitude s'élève jusqu'à 55 mètres; les cultures disparaissent et font place à des bois; on se trouve sur une nouvelle surface plane qui diffère, par sa morphologie et sa couverture alluviale, de la terrasse a. 4. Beaucoup plus démantelée, elle se réduit à des épaulements le long de la retombée du Landais sur la vallée de l'Isle. Malgré les ravins, on peut reconstituer le profil longitudinal et le profil transversal de l'ancienne plaine fluviale. Elle s'incline vers l'aval avec une pente peu différente de celle du thalweg actuel. Au Grand-Bigotas, elle atteint 61 mètres; à Cressonnet, près de Saint-Seurin, elle se trouve encore à 48 mètres; en 12 kilomètres, elle est descendue de 13 mètres, soit environ 1 pour 1.000; elle tend ainsi à se rapprocher de a. 4 dont la pente est inférieure à 1 pour 1.000. On décèle ici, ce qui avait passé inaperçu dans la vallée de la Dordogne, une faible convergence des terrasses inférieures vers l'aval. C'est un fait très important dont il sera tiré parti par la suite.

Le profil transversal de la terrasse de Grand-Bigotas rappelle celui des terrasses de la Loire, analysé par M. Dion [111]; il présente, au pied de la retombée du Landais sur la vallée de l'Isle, une légère dépression où séjournent les eaux de ruissellement, tandis que vers le Nord, il s'élève lentement de 1 ou 2 mètres pour s'abaisser ensuite brusquement sur a. 4; ainsi, la courbe de son profil transversal est convexe. De petits ruisseaux, comme celui de Combarieux, au Sud de Moulin-Neuf, suivent, pendant 1 kilomètre ou 2, la dépression marécageuse et des étangs y font miroiter, au milieu des joncs, leurs eaux claires et paisibles.

Si les bois et les landes remplacent les cultures sur la terrasse de Grand-Bigotas, c'est à cause de la couverture alluviale qui diffère sensiblement de celle de la terrasse a. 4. Elle ne contient plus de débris calcaires, ni de blocs de granite ou de gneiss; les coupes effectuées dans les chemins et dans les gravières révèlent un matériel grossier : des galets de quartz de grosseur variable, ayant jusqu'à 20 centimètres de diamètre et des graviers siliceux avec de petites quantités de sables et de silex crétacés. Les dépôts argilo-sableux de la Double et du Landais n'ont participé que dans une faible mesure à la formation de ces alluvions : elles proviennent presque entièrement de l'amont, soit des calcaires crétacés, soit surtout des filons de quartz contenus dans les schistes cristallins du Limousin. S'il y a eu des roches calcaires et des galets de gneiss, ils ont disparu par désagrégation chimique et lessivage. Sous cette couverture siliceuse, épaisse de 3 à 4 mètres, parfois moins vers la zone de contact avec a. 4, on distingue aisément les dépôts rougeâtres des sables du Périgord. La terrasse du Grand-Bigotas, comme celle de Montpon, est une terrasse d'érosion tapissée d'une mince couverture d'alluvions.

Son âge a été déterminé avec soin par les fouilles effectuées dans les gravières ouvertes dans ses alluvions, soit auprès du hameau du Grand-Charretier au Sud de Montpon, soit au carrefour des Quatre-Routes près de Neuvic [174]. Partout on trouve des rognons de silex taillés en forme de « coups de poing » ou de « limandes »; les éclats sont rares et n'ont pas reçu de retouches. Par leur grosseur et la technique de leur taille, ces « coups de poing » ont été attribués au Chelléen final et plus souvent à l'Acheuléen. L'éminent géologue Dollfuss [112] a observé, en place, dans

la terrasse de 25 mètres d'altitude relative auprès de Périgueux, de l'Acheuléen caractéristique. D'ordinaire, cependant, l'outillage que l'on retrouve dans toute l'épaisseur des alluvions, a été légèrement roulé; il y a eu transport sur une faible distance. Mais quoi qu'il en soit, son incorporation aux galets et aux graviers quartzeux et l'absence de lames moustériennes en profondeur permettent de dater la terrasse du Grand-Bigotas de la période acheuléenne.

Ainsi, par son profil, par sa couverture alluviale, par son altitude relative et par son âge, la terrasse du Grand-Bigotas auprès de Montpon se rapproche de celle de Saint-Laurent-des-Vignes au Sud de Bergerac; elle peut être désignée par l'indice a. 3. Sur la rive droite de l'Isle, elle est très mal représentée; il s'en est conservé néanmoins un fragment au-dessus de la célèbre abbaye de Vauclair, dans le petit vallon qui descend de la Forêt. Comme dans la vallée de la Dordogne, entre Mauzac et Sainte-Foy-la-Grande, dans la vallée de l'Isle, de Mussidan à Coutras, a. 3 est surtout bien développée sur la rive gauche comme si les cours d'eau avaient tendance à glisser vers leur rive droite et à abandonner leur rive gauche. Ce problème du déplacement relativement récent de la Dordogne et de l'Isle vaudra qu'on s'y arrête plus longtemps dans l'étude d'ensemble des terrasses du Bassin Aquitain septentrional.

4. *La terrasse a. 2.* — Une terrasse plus ancienne que a. 3 existe, bien conservée, sur la rive droite de l'Isle. La carte géologique au 1/80.000^e l'a représentée avec beaucoup de netteté au Nord de Ménéstérol, près des hameaux de la Merlerie et de la Forêt, à 75-80 mètres d'altitude absolue. On la retrouve également sur la rive gauche, à Beausoleil, au pied de Saint-Sauveur-la-Lande et à 76 mètres d'altitude au Bournazeau et à Fenachat, vers 80 mètres. Mais sur ce versant de la vallée, les géologues n'ont pas pris le soin de la distinguer, par une teinte appropriée, des formations tertiaires du Landais. Pourtant, elle est recouverte, sur la rive gauche comme sur la rive droite, par une mince pellicule de graviers et de galets de quartz, complètement décalcifiés, de teinte claire et qui tranchent nettement sur les sables et les argiles rougeâtres ou jaunâtres de la Double et du Landais. Leur épaisseur ne dépasse guère 1 mètre. Néanmoins, on les suit aisément, à travers les bois et les vignes, au Nord de Saint-Laurent-des-Hommes et jusqu'à Porchères, en Gironde. Leur altitude passe, en 24 kilomètres, de 80 à 54 mètres; c'est une pente légèrement supérieure à 1 pour 1.000; elle confirme la convergence des terrasses quaternaires vers l'aval, la pente du thalweg actuel de l'Isle n'étant que de 0,6 pour 1.000 et celle de la terrasse a. 4 étant légèrement inférieure à 1 pour 1.000.

On n'a retrouvé, dans la terrasse de Merlerie-la-Forêt, aucun débris de flore ou de faune fossile, aucune trace d'outillage préhistorique permettant de la dater. Pour lui donner un âge, on en est réduit à des rapprochements morphologiques. Son altitude relative en face de Montpon est d'environ 55 mètres : c'est, à quelques mètres près, l'altitude relative de la terrasse a. 2 qui porte au Sud de Bergerac, sur un replat, le lieu dit de Rauly. Entre les deux terrasses, les rapports ne sont pas seulement

d'ordre morphologique, mais également d'ordre géologique. Sur l'une comme sur l'autre, la couverture alluviale est de très faible épaisseur et les galets de quartz sont plongés dans un milieu siliceux complètement décalcifié. Si, sur les rives de la Dordogne, ils sont enrobés dans une gangue argileuse, il faut l'attribuer simplement à la présence d'une couche d'argile de décalcification à la surface des sédiments crétacés. Les deux terrasses sont également inclinées vers le thalweg et non bombées transversalement comme la terrasse a. 3; les cours d'eau, en les façonnant, se déplaçaient latéralement en creusant faiblement leur lit. Toutes ces analogies permettent d'assimiler la terrasse de Merlerie-la-Forêt à la terrasse de Raully et de lui affecter l'indice a. 2 sans pouvoir lui assigner encore un âge précis.

5. *La terrasse a. 1.* — Enfin, au-dessus des replats de a. 2 et en contrebas des hauteurs qui, à 120 mètres d'altitude, représentent le niveau d'érosion mio-pliocène du cycle tertiaire N° III, se place une banquette intermédiaire que la carte au 1/80.000^e, en face de Montpon, n'indique que par des cotes dont la correspondance surprend, mais qui se révèle avec beaucoup de netteté dans le paysage par ses lignes subhorizontales. Au Nord de la Forêt, vers Beaucite, on atteint 95 mètres d'altitude absolue et cette altitude nivelle de très nombreuses croupes dans toute la Double; c'est le niveau le mieux représenté autour d'Echourgnac, au pied des hauteurs de Saint-Barthélémy-de-Double qui est à 125 mètres et de la crête 124, qui se trouve au Nord d'Echourgnac. Ce niveau s'étend également sur une très grande partie du Landais où seules le dominant de 20 à 30 mètres les hauteurs de Fraisse, de Gurçon et de Villefranche-de-Longchapt. Etant donné la faible résistance à l'érosion du matériel qui constitue les sables du Périgord, on peut, sans invraisemblance, attribuer tous ces replats, qui se tiennent à une altitude absolue de 95 à 100 mètres, à une vaste terrasse, fort réduite peut-être en amont, dans les calcaires crétacés, mais largement épanouie ici sur les argiles et les sables de la Double et du Landais. En tout cas, elle constitue un palier très net entre les quelques « relictés » du niveau mio-pliocène et la terrasse a. 2.

On peut en particulier la mettre en évidence le long de la route de Saint-Sauveur-la-Lande à Saint-Barthélémy-de-Double, par Saint-Laurent-des-Hommes. Elle porte le village même de Saint-Sauveur à 102 mètres, soit à 26 mètres au-dessus du replat de Beausoleil qui appartient à a. 2. Au Nord de l'Isle, la route, qui pénètre dans la Double, après avoir traversé, à Vachemorte, la terrasse de Merlerie-la-Forêt, s'élève rapidement à 97 et 100 mètres et sur 2 kilomètres se tient à cette altitude jusqu'au pied d'un talus qui la hausse à 117 et 124 mètres. Ainsi se définit morphologiquement une terrasse supérieure à a. 2 et inférieure à la surface d'érosion tertiaire N° III.

La couverture alluviale qui a pu la recouvrir est si mince actuellement qu'il est difficile de la distinguer du substratum oligocène. Sans doute faut-il lui attribuer les petits galets clairs ou hyalins que l'on aperçoit enrobés dans la terre végétale, au sommet des sablières qui entament les formations sédimentaires de la Double. Mais les remaniements ont été si

nombreux qu'on peut les confondre avec des débris arrachés en surface par le ruissellement aux sables du Périgord. On ne peut donc s'appuyer que sur des éléments morphologiques pour rapprocher la terrasse de Saint-Sauveur d'une terrasse équivalente sur les rives de la Dordogne. Son altitude relative de 80 à 85 mètres l'apparente à la terrasse du signal de Saint-Laurent qui, en face de Bergerac, atteint également l'altitude relative de 80 mètres. Et comme on a attribué à celle-ci l'indice a. 1, on peut affecter du même indice la terrasse de Saint-Sauveur qui devient ainsi la plus ancienne des terrasses étagées le long de l'Isle. Mais c'est encore tout ce que l'on peut présumer de son âge; elle n'a livré ni flore, ni faune, ni outillage préhistorique permettant de la dater avec précision.

En résumé, on retrouve autour de Montpon les mêmes terrasses qu'autour de Bergerac et à des altitudes sensiblement les mêmes, quoique Montpon soit plus proche que Bergerac du confluent de l'Isle et de la Dordogne. Mais c'est normal, car le débit de l'Isle, ayant été sans doute toujours plus faible que celui de la Dordogne, les vagues d'érosion parties de l'aval ont gagné moins vite vers l'amont dans la vallée de l'Isle que dans la vallée de la Dordogne. On peut préciser ces données en examinant ce que deviennent ces terrasses en aval et en amont de Montpon.

b) *En aval de Montpon.*

On a déjà constaté que les terrasses a. 2 et a. 3 avaient une pente sensiblement plus forte que celle du thalweg actuel de l'Isle : il en est de même pour la terrasse a. 1 qui, à Saint-Christophe-de-Double et au Frieu, n'est plus qu'à 90 mètres d'altitude absolue et à 84 mètres seulement d'altitude relative. La terrasse moustiérienne perd, elle aussi, de son altitude relative, le talus qui la sépare de la terrasse vive atteint une douzaine de mètres de hauteur au pied de Montpon; à 16 kilomètres en aval, près de Saint-Médard-de-Guizières, il n'a plus que 7 à 8 mètres; peu à peu, il tend à s'atténuer et à disparaître. On constate ainsi que les terrasses mortes de la vallée de l'Isle diminuent non seulement d'altitude absolue, mais encore d'altitude relative, qu'elles tendent à converger vers le confluent de l'Isle et de la Dordogne et que la plus basse d'entre elles, la terrasse moustiérienne, passe peu à peu au niveau de la terrasse vive d'âge néolithique et historique. Ces données pourront être précisées quand on raccordera les couvertures alluviales des terrasses périgourdines aux nappes de sables et graviers qui recouvrent le Médoc. Toutefois, il convient de noter que le fond rocheux ou graveleux sur lequel reposent les alluvions de la terrasse moustiérienne, conserve, par rapport à l'ancien lit où se sont accumulés les dépôts de b. 1, une différence de niveau qui est au moins égale à celle que l'on peut mesurer à Montpon, soit 12 à 15 mètres.

c) *En amont de Montpon.*

Comme en amont de Bergerac, en amont de Montpon la terrasse vive b. 1 disparaît peu à peu. Elle est relayée par la terrasse moustiéri-

rienne, le long de la rupture de pente que marque le cours de l'Isle de Saint-Astier à Neuvic, entre 50 et 60 mètres d'altitude absolue.

1. *La terrasse a. 4.* — En amont de Saint-Astier, seule subsiste, auprès du cours d'eau, la terrasse moustiérienne a. 4, avec une bordure externe d'une dizaine de mètres d'altitude relative et de nombreux fragments soumis encore aux crues, à leur ravinements et aux accumulations de sables, de graviers et de galets dans le lit majeur du cours d'eau. A Périgueux, en suivant les rues et les routes qui s'élèvent des bords de l'Isle au sommet des collines de Champcevinel et de Sept-Fonds, on peut établir sur le versant septentrional de la vallée un profil transversal qui met en valeur plusieurs ruptures de pente correspondant aux terrasses et à leurs talus (fig. 42). Ici, comme dans le méandre de Trémolat sur la Dordogne,

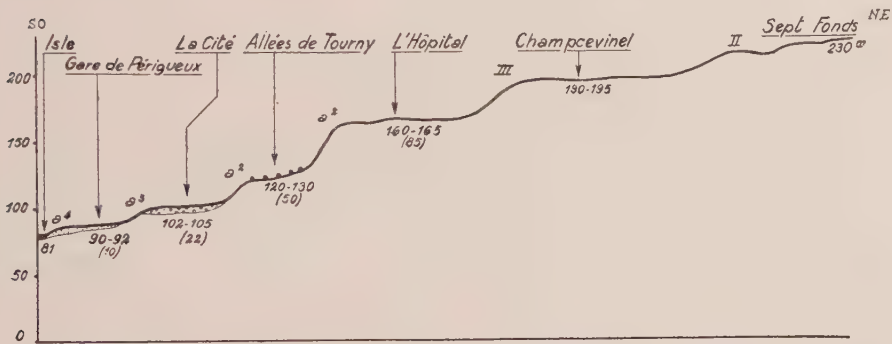


Fig. 42. — INTERPRÉTATION MORPHOLOGIQUE DU PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DE L'ISLE A PÉRIGUEUX.

il s'agit d'une terrasse polygénique, mais les surfaces subhorizontales sont suffisamment distinctes des talus qui les séparent pour qu'il soit possible d'y retrouver le prolongement des terrasses décélées sur les versants de la vallée autour de Montpon.

A Périgueux, l'Isle coule à 83 mètres au-dessus du niveau de la mer. Elle est bordée, sur sa rive droite, par une terrasse vive de 2 à 3 mètres qui s'élève insensiblement jusqu'à 7 mètres d'altitude relative : la partie inférieure est sujette aux crues et à leurs déprédations; la partie supérieure, hors d'atteinte des plus hautes eaux, porte la gare et le faubourg du Toulon. Vers l'aval, au pied du hameau de la Gravette, dans la commune d'Annesse-et-Beaulieu, elle a livré du matériel moustiérien [93 et 174]. Elle représente donc ici la terrasse a. 4 de Montpon; mais son altitude relative a diminué et continue de s'atténuer vers l'amont jusqu'à la rupture de pente qui affecte le profit longitudinal de l'Isle auprès de Saint-Vincent, à 105 mètres au-dessus du niveau de la mer et de l'Auvézère, en aval du Change, à 100 mètres d'altitude absolue (tableau II, p. 275). Là, s'arrête la vague d'érosion qui a donné naissance aux replats sur lesquels reposent vers l'aval les alluvions à faune et outillage moustiériens. Au delà

de Saint-Vincent et du Change, a. 4 n'existant plus ou se transformant complètement en terrasse vive, c'est a. 3 qui prend sa place au-dessus des berges du fleuve.

2. *La terrasse a. 3.* — A Périgueux, la terrasse a. 3 est représentée par un vaste replat qui porte les ruines de l'ancienne cité gallo-romaine de Vésone, avec l'église Saint-Etienne et les Arènes (fig. 42). Autour de Périgueux, le faubourg de Saint-Georges sur la rive gauche et les hameaux de Salegourde et de Charczat sur la rive droite sont situés sur le même niveau dont l'altitude absolue varie peu, entre 102 et 105 mètres à la Cité. Son horizontalité, en aval de Périgueux, serait presque parfaite si, au débouché des vallons qui descendent de Mensignac et de la Chapelle-Gonaguet, des cônes de déjection ne venaient s'étaler sur les alluvions quaternaires. Mais, de place en place, routes et chemins parallèles à l'Isle s'élèvent et s'abaissent sur de légers bombements qui se révèlent, dans les chemins creux et les gravières, formés d'argile et de blocs calcaires entraînés des plateaux voisins sans doute par des phénomènes de solifluction. La question sera examinée au dernier paragraphe de ce chapitre.

C'est également en aval de Périgueux que des fouilles ont livré, près de Salegourde et de la Gravette, un outillage acheuléen qui fixe l'âge de cette terrasse [174]. Son altitude relative de 20 mètres est un peu plus faible qu'à Montpon où elle atteint 30 mètres. A mesure que l'on remonte la vallée vers la source, cette altitude relative s'atténue; cela ne veut pas dire qu'il y ait convergence des terrasses vers l'amont, mais simplement que le thalweg, qui, vers Montpon, a une pente très faible, se relève plus rapidement que les terrasses en amont de Mussidan et de Périgueux et, par des ruptures de pente, coupe et interrompt les diverses surfaces d'érosion. Et, comme les couvertures alluviales, d'ailleurs très minces, les fonds rocheux qui les portent tendent également à perdre de leur altitude relative.

Ainsi, on a vu que la terrasse a. 4 prenait fin en aval de Saint-Vincent-sur-l'Isle et du Change. A partir de ces villages, la terrasse a. 3 borde directement les rives de l'Isle et de l'Auvézère et n'a plus que 12 à 15 mètres d'altitude relative. Au hameau des Farges, près de Saint-Martial-d'Albarède, la Loue coule à 120 mètres d'altitude absolue et les maisons, bâties sur les alluvions acheuléennes, sont à 132 mètres. Saint-Médard-d'Excideuil est également établi sur la terrasse a. 3, à 10 mètres environ au-dessus de la terrasse vive à la surface de laquelle coule la Loue. En amont de la Forge-de-Saint-Médard, une rupture de pente, qui s'amorce par 145 mètres d'altitude, marque le point le plus élevé atteint actuellement par la vague d'érosion qui a donné naissance aux replats sur lesquels repose la couverture alluviale de la terrasse a. 3.

Sur l'Isle, la même terrasse porte le hameau du Vet, près de Coulaures. Quelques plaques de sables et d'argiles, que la carte géologique affecte de l'indice m^{'''}, appartiennent en réalité au Quaternaire et, par leur altitude au-dessus du thalweg, peuvent être datées de l'Acheuléen. Ainsi, l'important hameau des Maisons domine les eaux d'étiage de l'Isle d'une dizaine de mètres; il en est de même d'Antissac dans la commune de

Coulaures. Vers l'amont, les replats de la terrasse a. 3 disparaissent dans la gorge que l'Isle a sciée dans les granites et les schistes cristallins au Nord de Cognac; une rupture de pente, qui débute à 145 mètres d'altitude et qui a permis d'établir le moulin de Linard, au Sud-Est de Nantheuil, indique le point le plus élevé où est parvenu actuellement l'épicycle d'érosion acheuléen (tableau II, p. 275).

Dans la vallée de l'Auvézère, la terrasse a. 3 est faiblement développée. Elle forme les replats de Blanzac, de Beaumont et du Change dans les méandres qui précèdent immédiatement la confluence avec l'Isle; leur altitude de 120 mètres leur confère une hauteur relative de 18 à 20 mètres. Mais le cours d'eau, qui a une pente plus forte que celle de l'Isle, se relève rapidement vers l'amont et à Cubjac, Rodas et La Boissière-d'Ans, l'altitude relative de a. 3 n'est plus que d'une dizaine de mètres : elle domine directement des fragments de terrasses vives, parsemées de creux et de bosses, sillonnées de lits secs où reparaissent en hiver les eaux de crues. Réduite à de minces replats dans le sillon étroit où se glisse l'Auvézère en aval de Tourtoirac, elle s'épanouit une dernière fois dans les prés de Saint-Martial-Laborie et du Temple-de-l'Eau, à 144 mètres d'altitude absolue, l'Auvézère étant à 140 mètres. Puis, au moulin de Chapeau, commence une rupture de pente dans les schistes satinés d'Excideuil; la terrasse a. 3 se termine ici à 150 mètres au-dessus du niveau de la mer, dans une gorge étroite au pied du Gammard et du Moulin-Neuf de Génis. La vague d'érosion qui lui a donné naissance n'a pas encore dépassé ce point (tableau II, p. 275).

3. *La terrasse a. 2.* — La terrasse a. 2 est fort bien représentée à Périgueux par le replat qui porte les Allées de Tourny et qui domine de 40 à 50 mètres le cours de l'Isle; elle atteint, là, l'altitude absolue de 130 mètres (fig. 42). On la trouve également en aval de Périgueux sur la longue croupe qui domine Chignac et Siorac dans la commune de Razac-sur-l'Isle et qui se maintient entre 115 et 120 mètres d'altitude. En amont de Périgueux, elle porte le hameau de la Grave près de Bassillac. En tous ces points, la carte géologique figure des dépôts oligocènes constitués par des sables du Périgord; ce sont en réalité des galets et des graviers, d'âge quaternaire, de faible épaisseur et enrobés dans une argile rougeâtre qui provient de la décomposition des calcaires sous-jacents. Au delà, vers le Limousin, la terrasse a. 2 se suit assez aisément grâce à des replats, à des épaulements et à des banquettes bien dessinées aux flancs des vallées de l'Isle, de la Loue et de l'Auvézère. Entre Laboissière-d'Ans, Saint-Pantalay et Tourtoirac, elle domine le thalweg de l'Auvézère de 25 à 30 mètres. Taillée dans les calcaires très durs et très fissurés du Bathonien inférieur, elle s'est très bien conservée sous forme d'un banc rigide et quasi horizontal où se sont fixés les hameaux et les villages au-dessus des brouillards de la vallée.

A mesure qu'elle se rapproche des schistes cristallins de Génis, son altitude relative diminue; à Cherveix, où la carte géologique a figuré une plaque d'alluvions quaternaires anciennes, elle se trouve à 20 mètres d'altitude relative, puis elle s'amincit dans la gorge découpée par l'Auvézère

au sein des schistes satinés de Génis et des granites de Montchabrol. Il est à peu près impossible de la retrouver dans quelques minuscules replats entamés par les méandres du cours d'eau en aval de Saint-Memin. Au pied de ce village débute une rupture de pente, à 192 mètres d'altitude; c'est là que se terminent les gradins d'érosion de la terrasse a. 2 le long de l'Auvézère, dans un matériel homogène qui exclut l'idée d'une influence purement structurale (tableau II, p. 275).

Sur les versants de la vallée de l'Isle, on retrouve une terrasse analogue, taillée dans le roc, aussi bien conservée que celle qui domine le cours de l'Auvézère entre Tourtoirac et Laboissière-d'Ans. On la suit très bien de Savignac-les-Eglises à Coulaures, par la route de Périgueux à Excideuil [2]. Au pied du hameau de Chardeuil, elle atteint 140 mètres d'altitude absolue et 25 mètres d'altitude relative. Entre Coulaures et Corgnac, le replat au-dessus de Verdeney, que la carte géologique représente couvert de sables du Périgord, appartient à la terrasse a. 2, son altitude relative ne dépassant pas 30 mètres en ce point. D'autres replats du même style portent, plus au Nord, une partie du hameau des Maisons et quelques écarts autour de Corgnac. Dans les gorges que l'Isle découpe au sein des granites, des grès et des arkoses de Thiviers et des phyllades de Dussac, il est difficile de suivre les traces de la terrasse a. 2. On peut lui attribuer les lobes de méandre à Graffanaud, sur la route de Thiviers à Jumilhac; ils dominent le cours d'eau d'une quinzaine de mètres et sont recouverts d'une pellicule de graviers et de gros galets de quartz. A quelques kilomètres au Sud-Ouest de Jumilhac, débute, à 194 mètres d'altitude, une rupture de pente dans le profil longitudinal de l'Isle; des papeteries et des moulins ont utilisé les chutes ainsi ménagées par la vague d'érosion qui a déterminé vers l'aval les gradins où s'étaient encore les alluvions quaternaires de la terrasse a. 2 (tableau II, p. 275).

Sur la Loue, le bourg d'Excideuil et le hameau de Sarconnat surplombent d'une trentaine de mètres le bassin que le cours d'eau a évidé dans les marnes et les argiles du Lias; malgré l'absence d'une couverture d'alluvions, ces replats, par leur altitude relative, doivent appartenir à la terrasse a. 2. Cette terrasse ne pénètre pas profondément dans la gorge de Saint-Médard; la barre des granites porphyroïdiques a gêné son extension vers l'amont. Une rupture de pente à 175 mètres, au pied du hameau de Gandumas, en marque la limite actuelle au seuil du Limousin.

4. *La terrasse a. 1.* — Enfin, la terrasse la plus ancienne porte, au-dessus des quartiers de la Préfecture à Périgueux, les terrains où l'on a construit le nouvel hôpital, près de la route de Paris (fig. 42). L'altitude absolue varie autour de 165 mètres, et l'altitude relative atteint 85 mètres. On peut attribuer au même niveau le replat de Beaupuy au-dessus de Chancelade, couvert, non de sables du Périgord, mais d'alluvions anciennes de l'Isle, enrobées dans les argiles de décalcification du Santonien. Au-dessus s'étagent deux autres niveaux, celui de Champcevinel, à 195-200 mètres, et celui de Sept-Fonts, à 230-240 mètres; ils représentent l'un et l'autre les débris démantelés des niveaux II et III des cycles d'érosion tertiaires.

La terrasse a. 1 nivelle encore le sommet de la croupe de Vignerac, au Sud d'Escoire, entre l'Isle et l'Auvézère et on la suit de part et d'autre des méandres du Change, de Cubjac et de Sainte-Eulalie-d'Ans par des replats qui s'élèvent progressivement de 170 à 180 et 190 mètres. Vers Génis, ils dessinent, au-dessus des gorges du Gammard, une vallée mûre dont le thalweg se situerait à 200 mètres environ au-dessus du niveau marin. Ils se continuent vers l'amont où on les retrouve au pied de Saint-Memin, à 40 mètres seulement d'altitude relative. A Savignac-Lédrier, ils dominent encore les rives du cours d'eau de 20 à 30 mètres. Ils s'effacent dans l'étroit défilé de Chagnac-Germignac, au Nord-Est de Payzac, dans la rupture de pente qui débute à 260 mètres d'altitude, en aval du confluent de l'Auvézère et de la Boucheuse. Par leur ampleur, par leur pénétration profonde dans les terrains cristallins du Limousin, les replats de la plus ancienne des terrasses périgourdines s'apparentent aux niveaux d'érosion tertiaires (tableau II).

Le long de l'Isle, en amont de son confluent avec l'Auvézère, la terrasse a. 1 est très largement étalée entre Savignac-les-Eglises et Corgnac, sur des replats qui atteignent 170 à 180 mètres d'altitude absolue. Ils portent en particulier les hameaux de l'Age, à l'Ouest de Coulaures, de Maison-Rouge, près de Saint-Germain-des-Prés, et de la Feuillardie, au Nord de Corgnac. Au-dessus des gorges étroites et sinueuses qui traversent successivement les bandes de granites, de gneiss et de schistes cristallins en aval de Jumilhac, ces mêmes replats, bien dessinés, permettent de reconstituer une ancienne vallée presque mûre, dont l'altitude relative diminue progressivement vers l'amont. Au pied de Jumilhac, ils n'ont plus qu'une trentaine de mètres de hauteur. A quelques kilomètres de là commence, dans les gneiss granulitisés du Cheyron, une gorge étroite où ils disparaissent et la rupture de pente, où s'est fixé le moulin du Chalard, à 270 mètres d'altitude, se rattache au cycle d'érosion qui a donné naissance à la terrasse a. 1 le long de la vallée de l'Isle (tableau II, p. 275).

Sur la Loue, la même terrasse s'étend autour d'Excideuil, sur les replats du Plantier et des Garennes, entre 200 et 210 mètres d'altitude absolue; puis des débris, très disséqués, s'étagent au-dessus du défilé que le cours d'eau a tracé dans les porphyroïdes d'Excideuil, les grès et les arkoses de Thiviers. Ils reprennent une certaine ampleur au pied de Dussac où ils dominent le cours d'eau d'une trentaine de mètres, puis disparaissent dans la vallée plus étroite que la Loue a creusée dans les gneiss d'Angoisse et de Sarlande. C'est entre les moulins de Large et de Fontartigeas, vers 250 mètres d'altitude, que vient mourir, dans une rupture de pente assez vive, la vague d'érosion de l'épicycle d'érosion a. 1 [4].

COMPARAISON ENTRE LES TERRASSES DE LA VALLÉE DE L'ISLE ET CELLES DE LA VALLÉE DE LA DORDOGNE.

Ainsi se terminent successivement sur l'Auvézère, l'Isle et la Loue, les quatre principales terrasses des vallées périgourdines; la plus récente s'est arrêtée dans sa progression vers l'amont à la limite des calcaires jurassiques du Change et de Savignac-les-Eglises; les trois autres ont mordu

légèrement sur les terrains cristallins du Limousin, seule la plus ancienne y a laissé des replats bien dessinés qui permettent de reconstituer des vallées mûres au-dessus des gorges actuelles des cours d'eau.

Vers l'aval, ces quatre terrasses s'étagent sur les versants de la vallée de l'Isle, avec des altitudes relatives qui ne varient guère entre Périgueux et Mussidan et qui diminuent ensuite à mesure que convergent vers le Médoc les quatre niveaux d'amont. Par leur âge, par leur couverture alluviale, elles rappellent les terrasses de la vallée de la Dordogne et des unes aux autres il est permis d'établir des relations étroites; les mêmes périodes de creusement et de stabilité relative ont laissé, de part et d'autre, les mêmes traces dans la morphologie des vallées. Néanmoins, quelques différences doivent être notées.

En premier lieu, la couverture alluviale n'est pas composée des mêmes matériaux. On trouve sur les terrasses de la Dordogne des roches volcaniques d'Auvergne qui sont absentes des terrasses de l'Isle. En outre, sur les rives de la Dordogne, d'énormes nappes de marnes et d'argiles ont glissé le long des pentes des coteaux constitués dans le Bergeracois par des mollasses tertiaires. Ces dépôts récents, que l'on examinera à la fin de ce chapitre, ont déformé la surface des terrasses quaternaires, en particulier la terrasse acheuléenne de Saint-Laurent-des-Vignes. Le long de l'Isle, ces phénomènes de glissement sont moins importants et ne se présentent que sous forme de cônes de déjection au débouché des vallons latéraux. L'épaisseur même des graviers et des sables étalés sur les replats des terrasses a. 4 et a. 3 atteint le long des rives de la Dordogne le double de celle que l'on peut observer sur les rives de l'Isle.

Enfin, la surface des terrasses de l'Isle offre une quasi-horizontalité que l'on ne retrouve pas dans la surface des terrasses de la Dordogne (fig. 43). En particulier, la terrasse a. 2 dessine le long de l'Isle et de

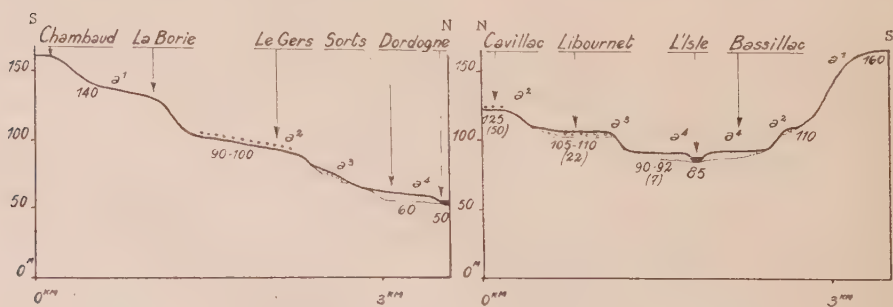


Fig. 43. — LES TERRASSES
DE LA DORDOGNE A ALLES.
(Influences glaciaires.)

LES TERRASSES DE L'ISLE A BASSILLAC,
EN AMONT DE PÉRIGUEUX.
(Pas d'influences glaciaires.)

l'Auvézère des banquettes d'une netteté parfaite, bien taillées dans le roc, avec une très faible inclinaison vers le fond du thalweg actuel. Le long de la vallée de la Dordogne, au contraire, la même terrasse a. 2, qui porte les hameaux de Soulalève et de Lescodelpont dans le méandre de Trémolat

(fig. 34), et celui du Raysse près de Souillac (fig. 36), offre une pente assez forte vers le lit actuel du cours d'eau. Son profil transversal ne présente pas un talus et un replat aussi nets que ceux des terrasses de l'Isle. Ainsi, tandis que pendant ses périodes de repos relatif ce dernier cours d'eau faisait reculer les versants de sa vallée par érosion latérale sans creuser son thalweg, la Dordogne continuait à enfoncer lentement son lit mineur et, en se déplaçant latéralement, façonnait les replats inclinés de a. 2.

Comment justifier ces différences géologiques et morphologiques qui donnent à l'auge taillée par la Dordogne des lignes plus floues et plus grandioses que celles qui dominent dans les vallées de l'Isle et de l'Auvézère? Comment trouver une explication aux différences d'épaisseur de la couverture alluviale et aux variations d'inclinaison dans les profils transversaux des terrasses? Tels sont les problèmes morphologiques que pose la comparaison de ces profils le long des deux principaux cours d'eau périgourdins (fig. 43). On peut remarquer d'abord que les formes des replats le long de la vallée de l'Isle rappellent celles des terrasses du Lot en amont de Fumel; en particulier, vers Mercuès, on aperçoit, à 40 ou 50 mètres au-dessus du Lot, une magnifique plaine d'une horizontalité parfaite et couverte d'une mince pellicule d'alluvions. M. Clozier en a donné une description qu'il suffit d'évoquer pour retrouver par la pensée un des paysages les plus caractéristiques des vallées quercynaises [84] : « Le voyageur qui se rend à Cahors par voie ferrée prend contact avec « la vallée du Lot par la plaine de Mercuès, dont la surface horizontale « vient buter au pied des grands versants en bosse du calcaire virgulien; « une vallée sèche entaille les versants et se raccorde au niveau de la « plaine; on a l'impression de rouler au niveau du thalweg. Aussi, lorsque « 2 kilomètres plus loin on découvre le Lot, la surprise est grande de voir « cette plaine dominer le fleuve par un abrupt d'une quarantaine de « mètres. » Pourquoi donc la Dordogne, qui se situe entre le Lot et l'Isle, est-elle encadrée de terrasses fortement inclinées et couvertes, non d'une mince pellicule de dépôts, mais de 4 à 6 mètres d'alluvions?

Sans doute le débit de la Dordogne a-t-il été toujours plus élevé que celui de l'Isle et du Lot. C'est ce qui explique la progression plus ou moins rapide des vagues d'érosion, vers l'amont : ainsi la terrasse moustiérienne ne dépasse guère le confluent de l'Auvézère sur l'Isle, tandis que sur la Dordogne elle atteint le confluent de l'Ouyse en plein Quercy. De même la Dordogne a pu transporter plus loin vers l'aval des dépôts plus abondants que ceux de l'Isle et du Lot. Mais ces divers facteurs n'apportent guère de clarté dans la confusion relative qui règne dans les terrasses de la Dordogne. Il faut faire intervenir d'autres causes. La résistance plus ou moins grande du substratum, qui retarde ou accélère les progrès d'un épicycle vers les sources ne peut guère être retenue, car les trois cours d'eau coupent les mêmes terrains sédimentaires, d'âge et de structure à peu près semblables. De même la pente comparée des trois cours d'eau n'apporte pas de réponse satisfaisante. Si l'Isle a sa source à moins de 500 mètres d'altitude, celles de la Dordogne et du Lot sont situées au-dessus de 1.000 mètres. Leur profil en long présente de nombreuses analogies

et pourtant leurs terrasses n'offrent pas les mêmes caractères morphologiques.

Reste un dernier élément qui peut fournir une explication, c'est le rôle joué par les glaciations quaternaires. Tandis qu'autour des sources du Lot et de l'Isle il n'y a jamais eu que des névés, de longs glaciers ont occupé le cours supérieur de la Dordogne. A deux reprises ils se sont avancés jusqu'à Bort-les-Orgues. Or, l'érosion et l'accumulation le long du cours d'eau alimenté par un glacier ne s'effectuent pas de la même manière que sur un cours d'eau alimenté seulement par les neiges et les pluies.

Pour saisir le mécanisme de ces phénomènes morphologiques déterminés par des variations de climat, il convient d'examiner d'abord ce qui se passe sur tous les cours d'eau soumis à la même glaciation et liés au même niveau de base et de distinguer ensuite ceux qui sont alimentés par de simples névés de ceux qui reçoivent leurs eaux de débâcles glaciaires.

Chaque fois que des glaciers et des névés ont recouvert les monts d'Auvergne et du Limousin, l'érosion et l'accumulation ont été profondément modifiées dans les vallées de l'Isle et de la Dordogne. Pendant que s'établissait la glaciation, le niveau marin baissait et pouvait ainsi déterminer des reprises d'érosion qui se traduisaient par le démantèlement de proche en proche vers l'amont de la précédente plaine d'accumulation alluviale et sa transformation en terrasses. Ce début d'épicycle était d'autant plus rapide que la baisse du niveau de base s'accompagnait, semble-t-il, si l'on s'en rapporte aux déformations des terrasses antérieures, d'un mouvement positif du socle continental.

Quand la glaciation atteignait son point optimum, un climat plus froid et plus sec s'établissait sur le Massif Central et le Bassin Aquitain comme le prouvent, pour la glaciation würmienne, les fouilles pratiquées dans les abris sous roche de la Vézère et de la Dronne. Le débit des cours d'eau se réduisait et l'érosion latérale l'emportait sur l'érosion linéaire; une surface cyclique tendait à se développer aux dépens des anciennes plaines alluviales et des versants rocheux, avec d'autant plus d'aisance que le niveau marin avait cessé de baisser.

Puis survenait la fonte des glaciers sous un climat humide et tiède; de violentes débâcles se produisaient tandis que vers l'aval le niveau marin remontait. Il se produisait alors un double remblaiement : vers les estuaires s'accumulaient de fortes épaisseurs de matériaux fins, sables, argiles et boues; vers l'amont les crues déposaient leur surcharge de galets, de graviers et de sables en couches de 2 à 6 mètres d'épaisseur sur le fond rocheux de la plaine d'érosion.

Sans doute cette évolution reste-t-elle encore partiellement une vue de l'esprit, mais elle explique les faits morphologiques et climatiques constatés lors de la dernière glaciation dans les vallées périgourdines et pourrait être appliquée sans doute aux glaciations précédentes, de sorte que l'établissement des terrasses serait dû à la fois à des causes climatiques et tectoniques.

Mais dans ce processus il convient encore d'introduire des nuances selon que l'on considère des vallées où les cours d'eau sont alimentés sim-

plement par des névés et des vallées où se produisent des débâcles glaciaires; on pourra expliquer ainsi les différences topographiques et géologiques constatées entre les vallées de l'Isle et de la Dordogne. En effet, les deux actions successives ou concomitantes, sculpture d'une surface d'érosion par déplacement latéral du cours d'eau et dépôts d'alluvions par surcharge du débit en sables et graviers, ne se sont pas effectuées, au cours d'une même glaciation, de la même manière dans la vallée de l'Isle ou du Lot d'une part, et dans celle de la Dordogne de l'autre.

Dans la vallée de la Dordogne, l'érosion latérale favorable à la formation d'un large thalweg a commencé plus tôt et s'est terminée plus tard que sur l'Isle ou le Lot par suite de la présence, vers les sources, de névés hâtifs et tardifs et de glaciers abondants. Cette érosion a été déclanchée avant qu'eût cessé le creusement linéaire déterminé par l'abaissement du niveau de base marin, de sorte que les premiers éléments des plaines d'érosion de la Dordogne sont assez fortement inclinés transversalement vers le lit mineur du cours d'eau, tandis que dans les vallées de l'Isle et du Lot, l'érosion latérale ne s'étant produite qu'au moment où cessait l'érosion linéaire, les fonds de vallée sont à peu près plats.

En outre la charge d'alluvions pour les eaux de la Dordogne, grossie par le démantèlement des moraines, était supérieure à celle des eaux de l'Isle et du Lot, de sorte que sur les fonds rocheux les matériaux déposés d'amont en aval, étaient plus épais autour du Buisson et de Bergerac que de Périgueux et de Cahors. Les gravières de la Dordogne entre Mauzac et le Fleix atteignent souvent 6 mètres de profondeur; celles de l'Isle entre Périgueux et Montpon n'ont guère plus de 2 mètres.

Ainsi s'expliquent, le long des terrasses de la Dordogne, à la fois la pente assez vive des gradins d'érosion quaternaires et l'épaisseur notable de la couverture alluviale. Toutefois pente et alluvions ne sont pas suffisantes pour oblitérer complètement dans les terrasses polygéniques de ce cours d'eau les traces des anciens stades d'arrêt dans le creusement des vallées; on peut, comme on l'a vu, les déceler par une étude morphologique des talus qui s'étagent au-dessus des autres cours d'eau du Périgord et du Quercy.

4° LES TERRASSES DES VALLÉES DE LA DRONNE, DU BANDIAT ET DE LA TARDOIRE.

a) *Les terrasses de la Dronne à Tocane-Saint-Apre.*

Dans les vallées septentrionales du Périgord l'étude des terrasses confirme les observations faites dans les vallées de l'Isle et de la Dordogne. Entre Tocane et Montagrier la vallée de la Dronne s'étage en une série de replats séparés par des talus taillés dans les calcaires et les marnes du Campanien (photo XIV et fig. 44). Le cours d'eau coule à 65 mètres au-dessus du niveau de la mer; une terrasse vive de 2 ou 3 mètres de hauteur le borde sur ses deux rives; chaque hiver les eaux des crues recouvrent les prés marécageux de cette basse terrasse qui correspond au niveau b. 1 de Bergerac et de Montpon; elle est parsemée, à l'intérieur

de ses graviers, de débris de tuiles à rebord qui proviennent sans doute des ruines de la villa gallo-romaine découverte auprès de Tocane.

Au-dessus de cette basse terrasse s'élève un second niveau que les inondations n'atteignent plus; il porte le bourg et la station de Tocane sur la rive gauche et le hameau de Gouyas sur la rive droite. Son altitude absolue oscille autour de 72 et de 75 mètres et son altitude relative est voisine de 10 mètres. Des graviers et des galets de quartz et de schistes cristallins le recouvrent sur 2 à 3 mètres d'épaisseur. On y relève des éclats de silex retouchés appartenant au Moustérien classique; c'est la terrasse a. 4 de Bergerac et de Montpon que l'on retrouve ainsi sous les maisons de Tocane et les murailles du château de Beauséjour.

Quand on suit la route qui monte de Tocane à Montagnier, on atteint, après avoir dépassé Gouyas, un replat situé à 100 mètres d'altitude absolue;

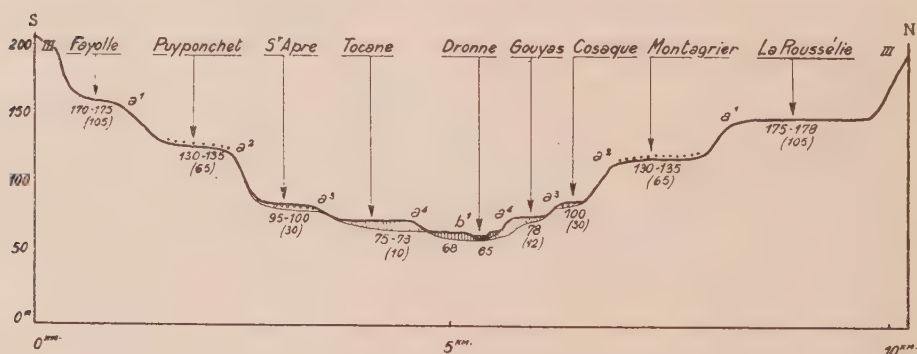


Fig. 44. — INTERPRÉTATION MORPHOLOGIQUE DU PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DE LA DRONNE A TOCANE-SAINT-APRE.

il porte les deux ou trois maisons du lieudit de Cosaque. A la même altitude, sur la rive gauche, s'alignent les terrasses de Saint-Apres, des Maureloux et de Sauvagnac. Leur couverture, épaisse à peine d'un mètre, comporte des galets de quartz, des rognons de silex noir et des « coups de poing » acheuléens. Par son altitude relative de 30 mètres et par son outillage préhistorique, le gradin de Cosaque s'apparente à la terrasse a. 3 d'âge acheuléen, déjà définie dans les vallées de l'Isle et de la Dordogne.

En suivant toujours la route qui mène à Montagnier, on parvient sur le plateau où s'échelonnent les maisons et les modestes monuments publics de ce chef-lieu de canton. L'altitude absolue de cette plate-forme oscille entre 130 et 140 mètres; les croupes de la cote 135, les hameaux de Puyponchet, de la Vaurélie et le village de Donchapt, de part et d'autre de la vallée de la Dronne, sont situés à la même altitude. La carte géologique n'indique aucune trace d'alluvions quaternaires [3]. Toutefois, on trouve autour de Puyponchet quelques galets, résidus d'une couverture alluviale emportée par le ruissellement. L'altitude relative de 60 mètres et les maigres débris des anciens atterrissements rappellent les observations faites le

long de la Dordogne pour la terrasse a. 2 et permettent de rattacher les replats de Montagnier et de Donchapt au même niveau quaternaire.

Enfin, à 25 ou 30 mètres en contre-bas des croupes qui constituent les restes disséqués du niveau d'érosion mio-pliocène, s'étalent, vers 170 mètres d'altitude, des surfaces nivelant les coteaux de la Roussélie au Nord de la Dronne, de la Borie au Sud et que l'on peut, malgré l'absence à peu près totale de dépôts superficiels, assimiler à la terrasse a. 1, la plus ancienne des terrasses du Périgord. Par leur nombre, par leur forme et par leur couverture alluviale, ces diverses terrasses, étagées autour de Tocane, rappellent donc de très près celles de l'Isle autour de Périgueux.

b) *Les terrasses en aval de Tocane Saint-Apre.*

En aval de Tocane-Saint-Apre les terrasses de la Dronne ne subissent guère de modifications. Il faut atteindre La Roche-Chalais pour voir la terrasse vive b. 1 s'individualiser nettement et, grâce à une altitude relative de 6 à 7 mètres auprès du talus externe, comporter une zone morte où n'atteignent plus les crues les plus considérables. Les deux basses terrasses a. 4 et a. 3, d'âge moustérien et acheuléen, perdent lentement de leur altitude relative et convergent vers l'aval, mais c'est avec plus de lenteur que sur l'Isle. Dans l'ensemble, d'ailleurs, par leur largeur et leur hauteur, les terrasses de la Dronne, surtout les deux terrasses a. 4 et a. 3, ont moins d'ampleur que celles de l'Isle et surtout celles de la Dordogne. Il existe un rapport entre l'importance du cours d'eau, son débit et les dimensions de sa vallée et de ses terrasses; un calibrage s'établit ainsi dans l'intérieur de chaque coupure effectuée par les rivières du Périgord, les dimensions des vallées étant proportionnelles au volume des eaux débitées par la Dordogne, l'Isle ou la Dronne.

Les deux terrasses supérieures et surtout a. 1, diminuent très rapidement d'altitude vers l'aval. La terrasse la plus élevée, qui atteint 170 mètres près de Tocane-Saint-Apre, avec plus de 100 mètres de hauteur relative, n'est plus qu'à une centaine de mètres au-dessus du niveau de la mer, en face de la Roche-Chalais et son altitude relative est tombée à 80 mètres [1]. Sa pente dépasse ainsi, sur une distance de 50 kilomètres, 1 pour 1.000, tandis que celle de la Dronne, même en ne tenant pas compte des méandres, reste au-dessous de 0,8 pour 1.000. Ce sont des différences de pente analogues que nous avons constatées sur les bords de l'Isle et de la Dordogne; elles confirment l'existence de gauchissements subis par les terrasses a. 1 et a. 2, postérieurement à leur formation puisqu'elles se sont éloignées du profil d'équilibre qu'elles avaient atteint au moment où les cours d'eau les façonnaient.

c) *Les terrasses de la Dronne en amont de Tocane-Saint-Apre.*

En amont de Tocane-Saint-Apre, la terrasse b. 1 devient un élément de la terrasse a. 4; elle en est la partie vive et la zone inondable. C'est cette terrasse moustérienne qui porte le bourg de Lisle, à 8 mètres environ d'altitude relative. Près de Bourdeilles, sa couverture alluviale envahit

l'abri Sandougne, bien connu des préhistoriens et exploré avec soin par M. Peyrony [219]. Les découvertes archéologiques réalisées permettent de préciser encore une fois l'âge de la terrasse a. 4, de son gradin d'érosion et de sa couverture alluviale. Sur le roc lui-même ont vécu les Moustériens primitifs qui associaient à leur outillage d'éclats levalloisiens, des coups de point de facture acheuléenne. Puis, ont surgi des crues violentes qui les ont chassés et qui ont comblé partiellement l'abri de sables, de graviers, de galets de quartz, de blocs calcaires et de rognons de silex. Mais dans tout ce matériel on trouve, de la base au sommet, des éclats taillés : burins et poinçons du Moustérien classique. Enfin, de nouveau, les hommes du Moustier sont revenus et ont laissé sur les alluvions récentes des pointes bien retouchées, des racloirs et des tranchets du Moustérien final. Ainsi donc, le gradin d'érosion, qui porte les allusions de la terrasse a. 4, a été façonné au début du Paléolithique moyen et remblayé au cours du Moustérien.

En amont de Bourdeilles, l'altitude relative de la terrasse a. 4 décroît lentement à cause d'un relèvement plus rapide du lit mineur de la Dronne; à Valeuil, elle n'est plus que de 3 à 4 mètres et les replats disparaissent près de Brantôme, dans une rupture de pente du cours d'eau, à 100 mètres environ d'altitude absolue [3]. C'est là que s'arrête actuellement la vague d'érosion moustérienne, comme elle s'arrête sur l'Isle en aval de Savignac-les-Eglises et sur l'Auvézère dans les méandres du Change (tableau II, p. 275).

La terrasse a. 3, qui a 25 mètres d'altitude relative à Tocane, n'en a plus qu'une quinzaine à Brantôme, où elle porte l'écart du Reclus et le hameau des Fossés. On la suit aisément le long de la Cole, entre Saint-Pierre et Saint-Jean; elle se divise peu à peu en zone inondable près du cours d'eau et en zone morte vers le hameau de Boudeau; la route de Brantôme à Thiviers la longe pendant plusieurs kilomètres avant de tourner vers l'Est, dans le vallon du Bost. Elle n'a plus ici que 5 à 6 mètres d'altitude relative et elle disparaît à l'entrée de la gorge que la Cole a découpée dans les schistes cristallins et les serpentines, au pied de Saint-Martin-de-Fressengeas. Une rupture de pente, qui culmine à 140 mètres, près du pont sur lequel passe la route de Saint-Martin aux Maizerauds, paraît être le point le plus élevé atteint par la vague d'érosion acheuléenne.

Le long de la Dronne, en amont du confluent avec la Cole, la terrasse a. 3 passe sous le village de Quinsac et le hameau de Laumède. Elle s'épanouit dans le petit bassin de Saint-Pardoux; sur elle se dispersent, à 5 mètres au-dessus du cours d'eau, les maisons de Saint-Front; puis elle s'interrompt au Nord de Saint-Pardoux, au pied des schistes granulitisés de Mermeix, dans une gorge où sautent des cascades, par 135 mètres environ d'altitude absolue.

La terrasse a. 2, qui atteint 60 mètres d'altitude relative et 130 mètres d'altitude absolue à Montagrier, est la mieux marquée des quatre terrasses quaternaires entre Tocane et Brantôme. Elle comporte de nombreux replats qui se relèvent lentement vers l'amont et que la carte géologique au 1/80.000^e recouvre, sans précision, d'alluvions anciennes ou de graviers

pliocènes, ce qui entraîne quelque confusion [3]. Toutefois le replat de la Roche, au Nord de Peyssac, couvert, d'après la carte, de dépôts pliocènes, est à la même altitude (148 mètres) que le replat de la Gouvénie sur lequel on a figuré des dépôts quaternaires. La nature réelle des matériaux de couverture et les altitudes relatives permettent de les réunir l'un et l'autre dans la même terrasse a. 2 qui, ici, est à 65 mètres environ au-dessus du cours d'eau. De Bourdeilles à Brantôme et à la Chapelle-Faucher deux banquettes presque continues bordent les rives de la Dronne et de la Cole à 60, puis à 50 mètres de hauteur; elles portent le château de Ramefort, les hameaux des Grands-Thèves, de Puyjoubert et des Vignes.

A l'Est de la Cole, entre Saint-Pierre et Saint-Jean, a. 2 coïncide avec une surface plane qui se tient autour de 160 mètres et que les géologues ont cru pouvoir recouvrir de dépôts oligocènes. En réalité, ici, comme en Double, au hameau de la Forêt, les sables du Périgord sont recouverts d'une mince pellicule de graviers et de galets descendus, au début du Quaternaire, des roches cristallines du Limousin voisin. La terrasse a. 2 pénètre de là dans les gorges de la Cole et de la Queue-d'Ane par des couloirs d'érosion qui se rapprochent rapidement du thalweg actuel des cours d'eau. Les alluvions récentes, que la carte géologique a représentées sur la Cole, au Nord-Est de Saint-Romain, reposent sur un replat qui, par son altitude de 165 mètres, se rattache au niveau a. 2. En amont de ce point, le couloir d'érosion disparaît dans une étroite coupure et, au pied du hameau de Razac, au Nord-Ouest de Thiviers, par 175 mètres d'altitude, une rupture de pente indique la fin du cycle d'érosion qui a mis en valeur les replats de la terrasse a. 2.

Sur la Dronne, en amont du confluent avec la Cole, la terrasse de 60 mètres d'altitude relative continue à être bien représentée par une série de surfaces planes autour de Quinsac et surtout vers Saint-Pardoux, où elle porte les hameaux de la Nougarède, de la Peyronnie et de Puypelat. Son altitude relative n'est plus que d'une trentaine de mètres et décroît rapidement dans la gorge de Bonne-Ombre pour s'effacer dans les chutes qui jalonnent le cours d'eau au pied de Champs-Romains et qui débuent vers l'amont à 170 mètres d'altitude absolue.

Enfin, la plus ancienne des terrasses périgourdines, qui est à 170 mètres au-dessus du niveau de la mer, au Nord de Montagnier, se situe vers 190 mètres auprès de Brantôme, en contre-bas d'une trentaine de mètres par rapport au niveau d'érosion mi-pliocène. Elle est très bien représentée sur la rive gauche de la Cole par de vastes replats autour de Château-Reynaud, près de Lempzours; la carte géologique les recouvre, à tort, de sables du Périgord [3]. On les retrouve à 200 mètres d'altitude absolue au-dessus de Saint-Pardoux où ils nivellent les croupes des Mandarand et de Puy-Darnat. Puis, par un couloir d'érosion, ils se continuent au-dessus des gorges de la Dronne dans les terrains cristallins et la vague d'érosion qui les a façonnés se termine vers 230 mètres d'altitude dans les cascades qui faisaient tourner jadis les roues à aubes du moulin de Lacousière, au pied de Saint-Saud.

Ainsi, les terrasses de la Dronne sont de même style que celles de

l'Isle. Dans le cours moyen de la rivière, où elles sont bien développées, elles ont le même profil transversal presque horizontal, et l'épaisseur de la couverture alluviale est très faible; ce sont, comme on l'a vu, les caractéristiques d'une vallée façonnée par un cours d'eau quaternaire, alimenté au moment des débâcles glaciaires par des névés, des neiges et des pluies. Vers l'aval, les quatre principales terrasses perdent de leur altitude absolue et même de leur altitude relative: leur pente, plus forte que la pente actuelle de la Dronne, est comparable à celle des terrasses de l'Isle et toutes convergent vers l'embouchure de la Gironde. Vers l'amont, si l'altitude absolue se relève, l'altitude relative diminue assez vite, par à-coups, dans les ruptures de pente qui marquent, sur le profil en long des cours d'eau, les points extrêmes atteints par les vagues d'érosion venues de l'aval. Si a. 4 est arrêtée par les calcaires dolomitiques de l'Angoumien au pied de Brantôme, a. 3 atteint les terrains cristallins du Périgord septentrional sans y mordre; a. 2 y pénètre de quelques kilomètres et a. 1 y détermine des couloirs d'érosion qui rappellent, avec des dimensions moindres, ceux des niveaux d'érosion tertiaires.

Enfin, il convient d'insister sur ce fait que chaque cours d'eau impose à sa vallée des dimensions en rapport étroit avec le débit. La Dronne roulant un volume d'eau inférieur à celui de l'Isle et surtout à celui de la Dordogne, ses terrasses ont des altitudes relatives plus faibles; leurs replats sont moins étendus et leur couverture alluviale, compte tenu du régime d'alimentation, est moins épaisse. Malgré ses gradins bien étagés et la pureté de ses lignes, la vallée de la Dronne n'a pas l'ampleur de celle de l'Isle, ni les grandioses proportions de celle de la Dordogne en aval de Mauzac.

d) *Les terrasses quaternaires du Bandiat* [1].

Au pied de Varaignes et de La Chapelle-Saint-Robert, le Bandiat coule à 100 mètres au-dessus du niveau de la mer (fig. 45). Il est bordé par une terrasse de 3 à 4 mètres d'altitude relative qui porte les bâtiments du Grand Moulin et qui est constituée par un gradin de calcaire bajocien recouvert d'un mètre environ de galets de granite, de graviers siliceux, de sables et d'argiles provenant de la décomposition des roches cristallines du Nontronnais. Quelques lames moustiériennes, découvertes dans les berges du cours d'eau, permettent de dater cette terrasse, qui correspond au niveau a. 4 des autres vallées, sans en avoir l'ampleur, car le Bandiat n'est qu'un gros ruisseau. Cette terrasse moustiérienne prend fin en amont de Javerlhac, au hameau de la Belle où débute une rupture de pente, à une centaine de mètres d'altitude environ. La vague d'érosion n'a pas pu encore franchir la zone des calcaires bajociens qui la sépare des argiles toarciennes.

Le niveau quaternaire a. 3 est bien représenté sur les rives du Bandiat, autour de Souffrignac et de Biée en Charente; son altitude relative y oscille autour d'une vingtaine de mètres. En amont de Javerlhac, ses replats sont très réduits dans la traversée de la petite gorge que le cours d'eau a découpée dans les calcaires jurassiques, mais ils s'épanouissent

de nouveau dans le Toarcien, au pied de Nontron où leur altitude relative devient très faible, à peine une dizaine de mètres, a. 3 ne pénètre guère à l'intérieur de la gorge que le Bandiat a creusée dans les granites; il s'arrête à 135 mètres d'altitude absolue, dans une série de cascades qui faisaient tourner jadis le moulin de la Roussie et qui marquent le point où le profil en long de la terrasse acheuléenne atteint celui de la terrasse supérieure (tableau II, p. 275).

Cette terrasse supérieure, qui correspond à a. 2, est très nette autour de Varaignes, où, par 160 mètres d'altitude absolue, elle porte les maisons du village; son altitude relative oscille autour de 60 mètres. Ses replats se succèdent au-dessus de Javerlhac, au château de Puymoger, à la Meynadière, où par erreur la carte géologique les montre recouverts de

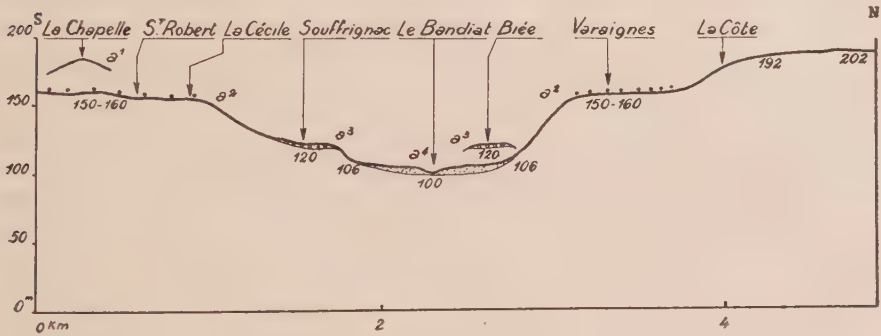


Fig. 45. — INTERPRÉTATION MORPHOLOGIQUE DU PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DU BANDIAT A VARAIGNES.

sables du Périgord; ils épaulent sur la rive gauche du Bandiat, près de la Cécile, la croupe de la Chapelle-Saint-Robert qui les domine d'une vingtaine de mètres. Au pied de Nontron, les replats de Chabans et du Cluzeau, qui surplombent Saint-Martial-de-Valette, peuvent, à cause de leur altitude de 170 mètres, être attribués à la terrasse a. 2. Ces gradins dessinent, au-dessus de la vallée du Bandiat, un couloir d'érosion dont l'altitude relative décroît rapidement; au pied de Savignac-de-Nontron, ils constituent le thalweg actuel du cours d'eau et prennent fin dans les rapides de la Forge Basse, vers 190 mètres d'altitude absolue.

Enfin, la terrasse a. 1 peut être identifiée dans la vallée du Bandiat avec les croupes de la Côte au Nord de Varaignes, de la Chapelle-Saint-Robert au Sud de Souffrignac, à 190 et 200 mètres d'altitude absolue et à une hauteur relative de 90 mètres environ. Dans l'amphithéâtre de collines qui entoure Saint-Martial-la-Valette, vers le Sud, les sommets de Monchenil, du Cluzeau et de Rajac, nivelés à 200 et 205 mètres, représentent les éléments très demantelés de a. 1; des galets de quartz, que la carte géologique attribue parfois à la décomposition de grès rhétiens, représentent sans doute sur ces replats les derniers vestiges de la couverture alluviale. Les gradins d'érosion de a. 1 pénètrent assez profondé-

ment dans l'intérieur du massif granitique de Nontron; à Savignac on les aperçoit dessinant vers l'aval une belle vallée mûre; leurs replats atteignent 220 mètres d'altitude au lieu-dit de Chez Baillot et leur hauteur au-dessus du cours d'eau n'est plus que d'une trentaine de mètres. Plus en amont ils viennent peu à peu coïncider avec le fond de la vallée du Bandiat et ils se résorbent dans la gorge de Las Fargeas, au Nord d'Abjat, par 230 mètres d'altitude. Là, existent une série de chutes, utilisées jadis par des forges à martinet et qui indiquent l'extrémité supérieure de la vague d'érosion créatrice de la plus haute des terrasses périgourdines.

e) *Les terrasses quaternaires dans la vallée de la Tardoire.*

La vallée de la Tardoire est presque tout entière hors du Périgord; l'étude de ses terrasses n'est donc pas à faire ici et ne serait sans doute qu'une réplique des diverses études consacrées déjà aux terrasses des autres vallées périgourdines. Cependant le profil en long de ce petit cours d'eau, qui draine la partie septentrionale du Nontronnais, comporte une série de ruptures de pente semblables à celles que l'on a relevées sur le Bandiat, sur la Dronne ou sur l'Isle. La première est située en aval de Vilhonheur, en plein pays des Charentes, à 90 mètres d'altitude; elle doit marquer le terme de la terrasse moustérienne. La seconde se trouve au Chambon, près d'Eymoutiers, dans une série de méandres que le cours d'eau dessine dans les granulites; elle atteint 120 mètres et peut être attribuée à la vague d'érosion acheuléenne. Une troisième rupture de pente existe à la Forge-Neuve de Ludiéras, par 180 mètres d'altitude absolue; ce sont probablement les gradins de la terrasse a. 2 qui viennent se terminer en ce point. Enfin la terrasse a. 1 prendrait fin au Moulin de Fonfroide, au Nord-Ouest de Maisonnais, à 220 mètres de hauteur au-dessus du niveau de la mer. Il conviendrait de voir sur le terrain si chacune de ces ruptures de pente correspond vers l'aval à des replats couverts d'alluvions et si ces replats correspondent bien aux terrasses déjà signalées sur les cours d'eau périgourdiens. Ce travail a été en partie effectué par M. Guillien sur la rive gauche de la Charente, près de Jarnac. Il en sera question plus loin pour préciser l'âge des diverses étapes que l'on peut relever dans le creusement des vallées périgourdines [157, 158].

CONCLUSION SUR LES TERRASSES DES VALLÉES PÉRIGOURDINES.

Si l'on examine dans leur ensemble les diverses terrasses qui s'étagent sur les versants des vallées de la Dordogne, de l'Isle et de la Dronne en Périgord, on constate qu'elles peuvent se classer en plusieurs catégories par leur structure et leur valeur morphologique.

1° *La terrasse de remblaiement b. 1.*

En premier lieu, on voit s'amorcer en aval de Bergerac, de Montpon et de la Roche-Chalais une basse terrasse, presque toujours soumise aux inondations, remaniée chaque hiver par les crues; c'est une terrasse

vive qui ne prend quelque individualité qu'en aval de Sainte-Foy-la-Grande et au confluent de l'Isle et de la Dronne. Elle est entièrement constituée par des sables, des graviers et des galets provenant du démantèlement des autres terrasses, par des blocs de calcaire et des débris de terre cuite qui prouvent son âge récent. Sa couverture alluviale reposant sur celle de la terrasse supérieure dans laquelle elle s'emboîte, on peut la considérer comme une terrasse de remblaiement. Vers l'aval les éléments qui la constituent deviennent moins grossiers; les graviers et les sables dominent dans les basses prairies qui bordent la Dordogne en face de Castillon, l'altitude relative demeure toujours faible et ne dépasse pas 6 mètres, sauf autour de Coutras et de Libourne où la zone externe de cette terrasse échappe aux crues. Mais nous sommes, ici, hors du Périgord; nous ne pourrions utiliser complètement ces données que dans une étude qui permette de raccorder les terrasses du Médoc aux terrasses périgourdines. Quoi qu'il en soit, la terrasse de remblaiement b. 1 offre, dès les confins occidentaux de la région périgourdine, des caractères originaux par sa constitution géologique et son allure morphologique. En particulier, au lieu de plonger vers l'aval comme les quatre autres terrasses, elle reste sensiblement parallèle au cours d'eau actuel dont elle constitue le lit majeur. Vers l'amont au contraire, son altitude relative diminue et elle disparaît aux environs de Bergerac sur la Dordogne, de Mussidan sur l'Isle (fig. 49).

2° Caractères communs aux quatre terrasses d'érosion.

Toutes les autres terrasses du Périgord, au nombre de quatre, comme on l'a vu plus haut, offrent de nombreux caractères communs. Elles comportent toutes un soubassement rocheux, gradin d'érosion limité par des talus découpés dans la roche en place durant les périodes de creusement rapide des thalwegs. Ces gradins ont été couverts d'une couche d'alluvions très mince qui dénote, certes, une phase de dépôts ou de remblaiement, mais de faible amplitude et dont la cause ne doit pas être recherchée vers l'aval dans un exhaussement du niveau de base, mais plutôt vers l'amont dans une surcharge des cours d'eau en débris rocheux arrachés au Massif Central, sous un climat plus humide et plus rude que le climat actuel.

Gradin d'érosion et couverture alluviale, qu'ils soient délimités par la courbe d'un méandre ou bien qu'ils s'allongent comme des banquettes gigantesques dans une section rectiligne des vallées, présentent une morphologie à peu près semblable. Ce sont des fragments disséqués de vallées plus ou moins mûres, élargies latéralement durant une période d'arrêt relatif dans le creusement linéaire du lit des cours d'eau. Mais comme l'arrêt n'était pas total et qu'une faible érosion linéaire s'effectuait en liaison avec des déplacements latéraux, tous ces débris d'anciennes vallées sont légèrement inclinés vers l'axe du thalweg actuel. Sur la Dordogne, par suite d'une alimentation glaciaire assurant un débit plus abondant, cette pente transversale est plus accentuée que sur l'Isle et la Dronne (fig. 43).

Le profil longitudinal de ces diverses terrasses offre également des particularités communes et intéressantes. Il s'incline vers l'aval plus rapidement que le profil actuel du cours d'eau. Cette inclinaison est plus forte pour les terrasses anciennes que pour les terrasses récentes, de sorte qu'il y a convergence des quatre profils vers un point situé, comme on le verra par la suite, au large de l'embouchure de la Gironde. On peut déceler cette convergence à partir des méandres du Buisson sur la Dordogne, de Périgueux sur l'Isle et de Bourdeilles sur la Dronne (fig. 49).

Vers l'amont, la pente des terrasses quaternaires demeure toujours supérieure à celle que devrait avoir le profil d'équilibre d'un cours d'eau, sous un climat normal, surtout s'il s'agit des terrasses les plus anciennes. Mais elle est néanmoins inférieure en quelques points à celle des cours d'eau actuels qui sont jalonnés par des ruptures de pente d'origine à la fois cyclique et structurale. Il s'ensuit qu'en un lieu déterminé le profil en long d'une terrasse vient coïncider avec celui du cours d'eau, au point précisément où une vague d'érosion qui progresse encore vers l'amont, entre en contact avec la terrasse supérieure.

L'interprétation de ces différences de pente est assurément assez délicate. On peut cependant admettre qu'elles proviennent, soit des accidents structuraux qui jalonnent les cours d'eau actuels, banes rocheux ou terrains tendres, soit des déformations qui ont affecté depuis la fin de l'ère tertiaire, le socle hercynien et les dépôts sédimentaires de couverture, soit d'une variation climatique ayant entraîné une diminution dans le débit des cours d'eau. La seconde hypothèse paraît préférable à condition de l'associer à la troisième. En effet, si les cours d'eau périgourdins n'ont pas atteint leur profil d'équilibre, cela ne veut pas dire qu'ils ont partout une pente telle que la rivière soit susceptible de creuser encore le fond de son lit. Au contraire, sur la plus grande partie de leur cours, l'Isle, la Dronne et la Dordogne s'attardent et remblaient plutôt qu'elles ne creusent; c'est le cas pour la Dordogne en aval de Castillon et en amont des méandres du Buisson, pour l'Isle en aval de Montpon et en amont de Périgueux. On peut affirmer que le long de plusieurs sections, dans des sortes de bief, et en particulier près de leur point de confluence, les trois principales rivières du Périgord ont atteint leur profil d'équilibre et même l'ont dépassé puisqu'elles comblent leur vallée d'alluvions, par suite d'une diminution sensible de leur débit depuis la fin des glaciations.

Mais, en d'autres points, elles conservent encore un aspect de jeunesse, un caractère torrentiel qui souligne l'inachèvement local du profil d'équilibre; ainsi la Dordogne se brise dans les rapides de la Gratusse, en aval de Mauzac; sur l'Isle, les ruptures de pente se succèdent entre Neuvic et Saint-Astier, à Savignac-les-Eglises, au Nord de Cognac, près de Jumilhac et au Chalard; pour la Dronne, le profil en long présente une rupture de pente à Brantôme, à Saint-Pardoux, à Champs-Romains et à Saint-Saud-Lacoussière. En chacun de ces points, le lit mineur de la rivière se relève de plusieurs mètres et met fin, comme on l'a déjà vu, à une série de gradins d'érosion, étalés vers l'aval. Ce sont donc des vagues d'érosion qui

Photo XIII.

LES TERRASSES
DE LA DORDOGNE
A ALLES.

Derrière le rideau de peupliers, la terrasse moustérienne, puis au-dessus à droite et à gauche des replats des terrasses a^3 et a^2 . La croupe boisée est nivelée par la terrasse a^1 .



Photo XIV.

LA VALLÉE DE LA DRONNE
A TOCANE-SAINT-APRE.

Au premier plan, la terrasse a^2 ; puis, en avant des bois, la terrasse acheuléenne a^3 ; plus loin, autour de la Dronne, la terrasse moustérienne. Les diverses croupes de l'horizon sont constituées par la terrasse a^1 et les niveaux d'érosion miopliocène et préstampien. A l'horizon, du centre vers la gauche, un relief dissymétrique en rapport avec la structure du « pays de Bray » de Chapdeuil.

Photo XV.

LA VALLÉE DE LA BEUNE
EN AMONT DES EYZIES.

Le fond de la vallée a été remblayé par de la calcite déposée par les eaux chargées de calcaire dissous; le remblaiement en noie partiellement les escarpements du calcaire coniacien.

A l'horizon, la surface éocène; au second plan, à droite, le village de Sireuil sur la surface préstampienne épaulée par des replats miopliocènes. Les pentes boisées dessinent une vallée mûre de la fin du Pliocène ou du début du Quaternaire. Le fond de la vallée, remblayé, date de la vague d'érosion acheuléenne.



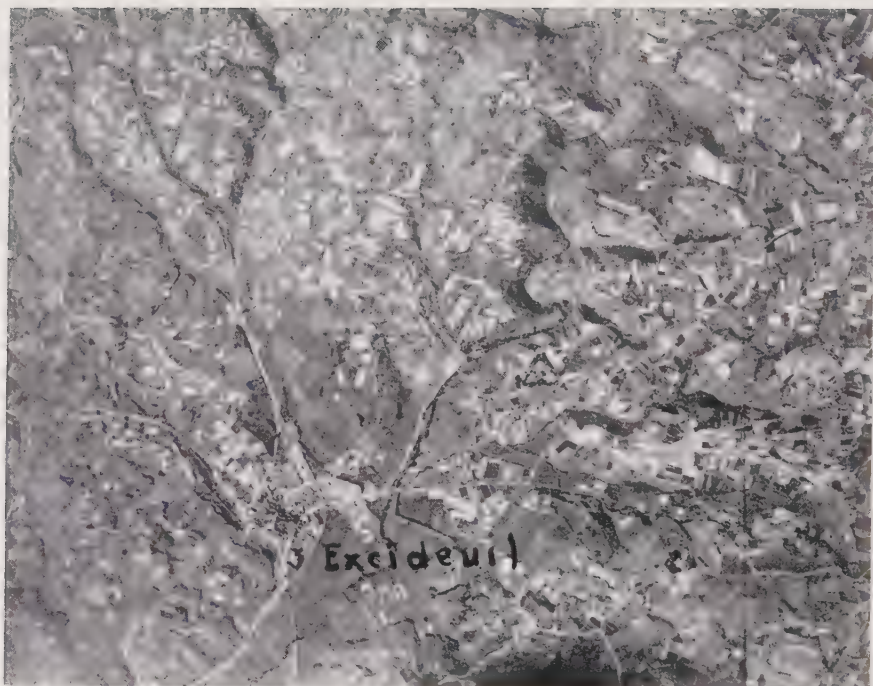


Photo XVI.

VUE AÉRIENNE DE LA RÉGION D'EXCIDEUIL.

Tandis que dans les terrains cristallins règne le relief en creux opposant les vallées encaissées (Loue) aux plateaux couverts de cultures, dans les sédiments du Lias, autour d'Excideuil, l'érosion a déblayé un petit bassin, esquisse d'une dépression périphérique.



Photo XVII.

CRÊTE DE QUARTZ
AU PUY-DE-L'ANE.

Un filon de quartz, au milieu des gneiss, est demeuré en saillie sous l'influence de l'érosion différentielle et constitue, au-dessus de la surface éocène, un élément de relief appalachien, un monadnock de résistance.

travaillent toujours, mais à une allure beaucoup plus réduite qu'autrefois, à adoucir le profil longitudinal des cours d'eau périgourdins. Car il convient de faire intervenir, comme on l'a déjà signalé à propos du profil transversal des terrasses de la Dordogne, avec des mouvements positifs du socle continental, des variations climatiques qui ont affaibli sensiblement la puissance d'érosion des cours d'eau périgourdins.

Le profil en long des terrasses ne présente pas des ruptures de pente comme le lit actuel de l'Isle ou de la Dordogne. En particulier, les quatre paliers de replats, qui dominent les rives de la Dordogne entre Mauzac et Bergerac, ne reflètent nullement dans leur pente vers l'aval la chute de 15 mètres que subit par saccades la Dordogne entre ces deux points (fig. 49). Il en est de même le long de l'Isle et de la Dronne. On doit admettre que les vallées anciennes, dont les débris subsistent sur les terrasses actuelles, avaient atteint un profil d'équilibre presque parfait, où les reprises d'érosion s'étaient atténuées et effacées en remontant vers l'amont. Mais, dans ces conditions, on ne s'explique pas comment la pente actuelle de ces profils régularisés est supérieure vers l'aval à celle de la Dordogne actuelle. Il faudrait admettre, pour écarter l'idée d'érosion avec une telle inclinaison qui atteint près de 2 pour 1.000, un débit très faible, ce qui n'est pas le cas étant donné la grosseur et la masse des éléments alluviaux transportés par les cours d'eau et ce que l'on sait sur l'influence des glaciations.

Une seule explication reste valable; depuis leur formation et surtout depuis leur démantèlement, les anciennes vallées quaternaires du Périgord ont subi l'effet de mouvements épéirogéniques qui les ont inclinées de l'Est vers l'Ouest ou, plus précisément, si l'on examine les altitudes absolues des terrasses, du Nord-Est vers le Sud-Ouest, d'une part, et du Sud-Est vers le Nord-Ouest, de l'autre. En effet, la terrasse a. 1, qui est à 190 mètres d'altitude absolue à Terrasson, n'est plus qu'à 100 mètres à Bergerac; sa pente du Nord-Est au Sud-Ouest atteint donc 1,4 pour 1.000. Du Sud-Est au Nord-Ouest, on constate également, si l'on suit une ligne parallèle à la bordure du Massif Central, une très nette dénivellation. A Carlux, au-dessus de la vallée de la Dordogne, la terrasse a. 1 atteint 200 mètres, et sur la Dronne, à Bourdeilles, la même terrasse n'est plus qu'à 170 mètres; la pente n'est que de un tiers de mètre par kilomètre, soit 0,33 pour 1.000; elle n'en existe pas moins et elle confirme que le Périgord a subi, au cours de l'ère quaternaire, comme durant les ères précédentes, un gauchissement marqué vers le Nord-Ouest.

Ce sont ces déformations lentes qui permettent de comprendre la convergence des terrasses quaternaires vers l'aval, leur diminution d'altitude relative vers l'amont étant au contraire liée à l'existence des ruptures de pente où se manifeste toujours la progression vers les sources des vagues d'érosion déclanchées à la fois par les mouvements épéirogéniques et les variations du niveau marin. L'examen d'ensemble de toutes les terrasses quaternaires du Bassin Aquitain Septentrional permettra d'ailleurs de préciser plus loin toutes ces données morphologiques.

3° Les basses terrasses d'érosion a. 4 et a. 3.

Mais, d'une terrasse quaternaire à l'autre, on a pu constater des différences non seulement d'altitude relative, de couverture alluviale, mais encore de faune, d'outillage préhistorique et d'aspect morphologique. On peut les grouper ainsi en deux catégories : les plus basses a. 4 et a. 3, et les plus hautes : a. 2 et a. 1 (fig. 49). Les deux terrasses les plus proches actuellement du thalweg sont distantes l'une de l'autre de 10 à 15 mètres et leur couverture alluviale, bien conservée, varie d'épaisseur selon l'importance de la vallée et du débit; de 4 à 6 mètres sur la Dordogne, elle tombe à 1 mètre le long du Bandiat; néanmoins, elle est partout continue, l'érosion ne l'ayant pas encore fortement disséquée, sauf dans les vallons qui la recoupent pour confluer avec la vallée principale. Dans les méandres, ces deux terrasses sont légèrement inclinées vers le thalweg, beaucoup moins d'ailleurs dans les vallées de l'Isle et de la Dronne que dans celle de la Dordogne par suite des différences de débit au moment des débâcles glaciaires. Dans les sections rectilignes des vallées vers Bergerac, Montpon ou Ribérac, elles affectent en surface une forme légèrement incurvée vers le ciel avec une dépression marécageuse au pied du talus qui les sépare des terrasses plus élevées. Cet aspect morphologique paraît dû au glissement latéral des cours d'eau; au moment de leur débit le plus abondant, ils accumulaient des alluvions en longues îles au centre de leur lit et se divisaient ainsi en deux bras; mais, par suite de l'érosion latérale, un des bras l'emportait sur l'autre et il ne subsistait plus sur une des rives de l'ancien cours d'eau qu'un chapelet de mares séparées du fleuve par un dos de terrain alluvial où l'on retrouve les anciennes îles du lit abandonné [111].

Des deux terrasses inférieures, la plus basse, désignée par l'indice a. 4, est couverte de galets et de graviers où le granite et même le calcaire subsistent, légèrement altérés par décomposition chimique. On y recueille, à peine roulés, des outils de silex d'âge moustiérien et des ossements d'*Elephas primigenius*. On peut ainsi la dater du Paléolithique moyen, contemporain de la dernière glaciation quaternaire, celle de Würm. Son altitude relative s'atténue de l'aval vers l'amont et elle disparaît dans une rupture de pente, en amont de Souillac sur la Dordogne, au confluent de la Vézère et de la Corrèze, à Saint-Vincent sur l'Isle, au Change sur l'Auvézère, à Brantôme sur la Dronne, à Javerlhac sur le Bandiat et à Vilhonneur sur la Tardoire (tableau II). Ces ruptures de pente, qui marquent l'étape finale de la vague d'érosion qui a donné naissance aux gradins de la terrasse a. 4, coïncident presque toutes avec des barres rocheuses que le cours d'eau n'est pas encore parvenu à scier. Mais leur altitude absolue, qui est presque partout la même, puisqu'elle oscille entre 90 et 100 mètres, prouve qu'il ne s'agit pas seulement d'influences structurales dans ces ruptures de pente, mais aussi d'influences cycliques. Les vagues d'érosion déclanchées vers l'aval, soit par un soulèvement d'ensemble du continent, soit par un abaissement du niveau de base, sont parties du même point à l'assaut des vallées, leur progression a été fonction de la puissance érosive du cours d'eau et de la résistance des roches;

elles ont progressé rapidement dans les matériaux meubles de la Double et du Landais; elles ont ralenti leurs effets dans les calcaires crétacés et jurassiques et il est normal que les reprises d'érosion les plus récentes soient encore arrêtées par des barres de grès ou de calcaires dolomitiques ou marmoréens très durs, du Maestrichtien entre Mauzac et Bergerac et entre Saint-Astier et Mussidan, de l'Angoumien entre Brantôme et Bourdeilles, du Bajocien à Savignac-les-Eglises et à Javerlhac. Enfin les terrains cristallins du Massif Central ont offert une résistance encore plus grande que celle des sédiments secondaires aux progrès des vagues d'érosion quaternaires; quand celles-ci les ont atteints, elles se sont arrêtées en bordure des granites du Nontronnais ou bien n'y ont pénétré que par des couloirs d'érosion étroits et de faible longueur.

Ainsi, pour la seconde des deux terrasses inférieures, numérotée a. 3, la vague d'érosion, qui en a façonné les gradins, est parvenue sur l'Auvézère, sur la Loue, sur l'Isle, sur la Dronne, comme sur le Bandiat, à l'orée du Périgord Septentrional; elle se termine à 130 ou 150 mètres dans les premières masses de granite, de gneiss ou de schistes sériciteux (tableau II). Mais vers l'aval, ses replats, recouverts d'alluvions riches en galets de quartz, ne se distinguent de ceux de la terrasse a. 4 que par un matériel alluvial très pauvre en calcaire et en éléments granitiques et par son outillage préhistorique où domine le coup de poing acheuléen. En Périgord, aucune faune fossile n'a permis de préciser son âge, mais il n'en est pas de même, comme on le verra plus loin, dans le Bordelais.

4° *Les hautes terrasses d'érosion a. 2 et a. 1.*

La seconde catégorie des terrasses périgourdines, découpées dans la roche en place ne se distingue de la première que par une altitude relative nettement plus élevée, qui oscille pour a. 2 autour de 60 mètres et pour a. 3 autour de 100 mètres. La couverture alluviale, soumise à une longue érosion subaérienne, a presque complètement disparu, sauf en quelques points particulièrement protégés où elle se confond parfois avec des dépôts tertiaires. Mais, fréquemment, elle est réduite à quelques petits galets de quartz, seuls témoins des masses de graviers et de sables qui les recouvrirent autrefois. Elles sont également très démantelées par les vallées latérales qui les réduisent à des replats, à des surfaces épicycliques au flanc des croupes; parfois leurs débris sont méconnaissables tant leur altitude relative a été réduite après coup. Néanmoins, elles occupent encore d'assez vastes espaces, en particulier dans le Sarladais, et surtout dans la Double et le Landais. Leurs gradins, tout disséqués qu'ils soient, n'en dessinent pas moins sur l'horizon, au-dessus des vallées actuelles, des esquisses de larges vallées mûres. C'est particulièrement net sur la Dordogne en aval de Mauzac, sur l'Isle entre Mussidan et Montpon, ou sur la Dronne vers Montagrier et Ribérac. Il suffit de prolonger du regard leurs profils transversaux pour les voir se raccorder à 60 ou 100 mètres au-dessus du thalweg actuel et former ainsi un couloir d'érosion presque aussi important que ceux des cycles d'érosion tertiaires.

L'altitude relative de ces deux terrasses va en décroissant vers l'aval

comme celle des deux terrasses inférieures, mais avec plus de rapidité, de sorte que vers l'embouchure de la Gironde, l'écart qui les sépare du lit actuel du fleuve doit être très réduit (fig. 49). Vers l'amont, leur profil en long est plus tendu que celui des biefs où les cours d'eau actuels s'attardent, mais l'écart est atténué par saccades lorsqu'une rupture de pente relève brusquement le lit récent de l'Isle ou de la Dordogne. Ainsi, d'étape en étape, l'altitude relative des deux terrasses supérieures diminue peu à peu. Sans doute pénètrent-elles dans les terrains résistants du Périgord septentrional, mais moins profondément et moins largement que les niveaux d'érosion tertiaires. La terrasse a. 2 s'arrête vers 170 à 190 mètres d'altitude, au pied de chutes que les moulins et les forges d'autrefois utilisaient comme force motrice, au moulin de Ludières sur la Tardoire (180 mètres), à la forge de Gandumas sur la Loue (175 mètres), ou à la Forge-Basse de Savignac-de-Nontron sur le Bandiat (190 mètres) (tableau II). La terrasse a. 1 pénètre, ou plutôt le couloir d'érosion qui fait suite à ses gradins d'aval, atteint le thalweg actuel des cours d'eau plus en amont, vers 250 à 270 mètres d'altitude, au confluent de la Boucheuse sur l'Auvézère (260 mètres), au Chalard sur l'Isle (270 mètres), ou à Las Fargeas sur le Bandiat (227 mètres); ces différences assez sensibles d'altitude étant le reflet des différences de débit et de résistance du matériel rocheux.

Mais, faute d'une couverture alluviale suffisamment abondante, il n'est pas possible en Périgord de préciser l'âge de ces deux terrasses; sur leurs replats, la faune et la flore fossiles manquent totalement, les quelques débris d'outillage préhistorique que l'on a pu y recueillir ne s'y trouvaient pas en place [60 et 61]. Ils y avaient été apportés par les tribus nomades de l'âge de la pierre. On ne peut donc procéder que par interpolation. Elles sont plus récentes que le dernier niveau d'érosion tertiaire qui s'est terminé au milieu du Pliocène, mais elles sont plus anciennes que les deux terrasses inférieures a. 3 et a. 4, respectivement datées de l'Acheuléen et du Moustiérien. Elles s'intègrent donc dans la longue période qui s'est écoulée de la fin du Pliocène, du Villafranchien, par exemple, jusqu'au Paléolithique ancien que les géologues font coïncider sur le littoral atlantique avec le Tyrrhénien. Pour parvenir à plus de précision, pour établir les raccordements avec des niveaux bien datés, il faut sortir des limites du Périgord et comparer les terrasses périgourdines aux terrasses des vallées voisines.

§ III. — LES TERRASSES DANS LES VALLÉES DU BASSIN AQUITAIN SEPTENTRIONAL

De nombreuses recherches effectuées le long des vallées du Limousin méridional, du Quercy, de l'Agenais, du Bordelais et des Charentes ont permis de déterminer divers étages de terrasses au-dessus des thalwegs actuels des cours d'eau aquitains. On peut diviser ces terrasses en deux groupes : celles de l'amont et celles de l'aval; elles encadrent ainsi celles des vallées périgourdines qui assurent la transition.

1° VERS LES PAYS D'AMONT.

Comme on l'a déjà vu, les vagues d'érosion déclanchées depuis la fin du Pliocène, ne se sont pas limitées aux terrains secondaires du Bassin Aquitain; elles ont pénétré dans les terrains cristallins du Limousin pour y dessiner des couloirs d'érosion et des ruptures de pente. La description de ces accidents morphologiques, déjà effectuée pour la Tardoire, le Bandiat, la Dronne, l'Isle et leurs affluents, reste à poursuivre pour la Vézère et la Dordogne. Les travaux de M. Perpillou [212], dans le Limousin, et de M. Clozier [84], dans les Causses du Quercy, ont abouti, sur ces problèmes, à des conclusions précises.

a) *En Limousin.*

1. *Sur la Vézère et la Corrèze.* — La vague d'érosion, qui a donné naissance aux gradins de la terrasse a. 4, effleure à peine le Bassin de Brive; elle s'arrête, comme on l'a indiqué plus haut, en aval du confluent de la Vézère et de la Corrèze, vers Saint-Pantaléon où elle bute contre une barre de grès permien vers 95 mètres d'altitude absolue. L'examen des profils en long de la Corrèze et de la Vézère et les conclusions de M. Perpillou, dans sa thèse sur la géographie physique du Limousin, permettent de retrouver la trace des vagues d'érosion antérieures à celle de la terrasse a. 4 (fig. 46).

Ainsi, les replats de la terrasse a. 3 se heurtent contre une barre de roches cristallines, à 140 mètres d'altitude, au pied de la cascade du Saillant. Sur la Corrèze, où le matériel est moins dur, ils pénètrent dans le défilé de Malemort, en amont de Brive et on peut les raccorder à la rupture de pente située au pied de Cornil, à 154 mètres d'altitude, à mi-chemin de Brive et de Tulle.

Le couloir d'érosion de a. 2 n'a pas pu également pénétrer profondément dans la vallée de la Vézère; il s'est arrêté sur la barre cristalline du Saillant; on peut en fixer le point culminant à 190 mètres au-dessus du zéro marin, près de Biard, dans la commune d'Estivaux, à quelques kilomètres au Nord du Saillant. Sur la Corrèze, il est parvenu à Tulle, à 186 mètres de hauteur au-dessus du niveau de la mer, dans les rapides qui sont utilisés comme force motrice pour l'usine électrique de la ville.

Enfin, les gradins d'érosion de la terrasse a. 1 s'étagent au-dessus des gorges de la Vézère jusqu'à Uzerche, dans les cascades qui se succèdent au pied de cette ville, à 278 mètres d'altitude et que M. Perpillou a décrites avec beaucoup de netteté [212] : « Avant d'amorcer le méandre d'Uzerche, dit-il, le cours d'eau prend une allure plus rapide; à 3 kilomètre en aval d'Uzerche, au Gour-Noir, les eaux, emportées de nouveau par la déclivité du lit, écument au milieu des rochers, au fond d'une gorge que la ligne de Limoges à Brive franchit par un haut viaduc. La pente se réduit vers le pont d'Estivaux, où, en 10 kilomètres, la rivière passe de la cote 274 mètres à la cote 218 mètres, mais sans que la vallée ait le temps d'adoucir ses versants. » Une photographie de la Vézère au Gour-Noir, en aval d'Uzerche, précise ces indications. Mais, contrairement à

M. Perpillou, nous préférons y voir le contact des cycles q. 1 et 4 de M. Baulig [34], que celui des cycles III et IV qui s'effectue plus en amont, aux gorges de Treignac à 360 mètres au-dessus du niveau marin (tableau II). Sur la Corrèze, la terrasse a. 1 parvient à 295-300 mètres d'altitude, en amont du Pont de Bar, dans les gorges que le cours d'eau a creusées au pied du bourg de Corrèze. En résumé, si les terrains tendres du Bassin de Brive ont favorisé la remontée des vagues d'érosion, les roches cristallines du Massif Central leur ont opposé une vigoureuse résistance; aussi deux d'entre elles, a. 3 et a. 2, n'ont pas encore pu atténuer les cascades des gorges de Biard sur la Corrèze et du Saillant sur la Vézère; la plus ancienne, a. 1, seule a pénétré assez loin à l'intérieur du Limousin méridional.

M. Perpillou ne s'est pas attaché à préciser la valeur morphologique des terrasses du Bassin de Brive car le problème n'intéresse presque pas le Limousin. Il indique seulement deux niveaux de gradins bien distincts, l'un entre 150 et 200 mètres d'altitude absolue, l'autre au-dessous de 90 mètres. Cette dernière altitude paraît un peu basse, il convient, après étude sur le terrain, de la fixer entre 110 mètres et 120 mètres; elle englobe la terrasse a. 3 et quelques rares fragments de a. 4. Quant au niveau compris entre 150 et 200 mètres, sa définition altimétrique très vague permet de le diviser entre les deux plus hautes terrasses périgourdines : a. 2 et a. 1. Vers le Nord-Ouest, sur les bords du Bandiat, M. Perpillou signale des terrasses vers 90 mètres et 155 mètres d'altitude absolue, et estime qu'elles pourraient être datées du chelléo-moustiérien. Il s'appuie, pour fixer cette date, sur les trouvailles préhistoriques effectuées dans les alluvions de a. 4 et de a. 3. Les terrasses de 90-120 mètres correspondent en effet à cette période, en distinguant toutefois deux niveaux, à 90 et à 120 mètres. Mais la terrasse de 155 mètres, qui équivaut sans doute à a. 2, n'a rien livré de certain en ce qui concerne la faune quaternaire et l'outillage préhistorique, du moins dans les limites du Périgord. Elle est probablement antérieure à l'arrivée des premières tribus humaines dans le Bassin Aquitain. Avant de se prononcer sur son âge, il faut pousser plus avant les investigations chronologiques dans la vallée de la Vézère où abondent les traces des premiers hommes.

En s'appuyant sur les observations de M. Peyrony [215, 216], le savant conservateur du Musée préhistorique des Eyzies, M. Perpillou, précise son opinion sur les terrasses de la Vézère autour du Moustier, en plein Périgord. Du paragraphe qu'il consacre aux deux niveaux que l'on peut distinguer au pied des collines, où s'ouvrent les abris célèbres, il ressort que la terrasse la plus basse, qui a de 8 à 10 mètres d'altitude relative, repose sur un fond rocheux où ont vécu des Moustériens primitifs. Cette terrasse a été couverte ensuite de dépôts où abondent les lames taillées du Moustiérien final; des lits de sable, avec des instruments moustériens légèrement roulés, prouvent que de hautes crues ravinèrent la vallée à 20 mètres au-dessus du niveau actuel du cours d'eau. Tout cela est également bien établi par l'examen de l'abri de Sandougne sur les rives de la Dronne [219]. Mais le gisement Pageral, au pied du Moustier, confirme ces données, car il révèle, à 4 ou 5 mètres au-dessous du niveau

actuel de la terrasse a. 4 un atelier de taille appartenant au Levalloisien; a. 4 est donc bien du Paléolithique moyen.

La formation de cette terrasse et sa couverture alluviale sont mises en parallèle par M. Perpillou avec la glaciation würmienne. L'examen du gisement Pageral montre que les hommes du Moustier sont en effet contemporains de cette glaciation; au début de cette période froide, ils vivaient sur le fond rocheux de a. 4, au niveau et même, en certains points, au-dessous des eaux de la Vézère actuelle; ce qui laisse supposer que le cours d'eau était plus réduit qu'aujourd'hui ou bien qu'il a remblayé partiellement cette section de sa vallée. Mais, au cours de la période glaciaire, des débits plus abondants chassèrent du thalweg les hommes du Moustier et les obligèrent, ainsi que le froid et la neige, à chercher un refuge dans les abris sous roche; des crues, qui ont atteint jusqu'à 20 mètres au-dessus du niveau actuel du lit de la Vézère, les contraignirent même à déguerpir de l'abri du Moustier. D'après M. Perpillou, ces crues sont liées à des débâches glaciaires et les plus importantes coïncideraient, dit-il, avec la petite période interglaciaire qui divise le Würmien en deux phases distinctes. Chacune d'elles, surchargée de débris arrachés aux moraines et aux flancs des vallées, déposait sur la terrasse vive, en voie de formation, des amas de sables, de graviers et de galets, avec des outils en silex, légèrement émoussés par frottement dans l'eau. Tout ceci est très cohérent et a. 4, par son fond rocheux, date de l'arrêt de l'érosion linéaire et de la prépondérance de l'érosion latérale au maximum de la dernière glaciation; sa couverture correspond à la débâche würmienne et sa surface est de la fin du Moustiérien [173].

2. *Sur la Dordogne.* — En ce qui concerne la Vézère, M. Perpillou ne pousse pas plus avant ses investigations. Mais, en étendant ses recherches au relief glaciaire sur la haute Dordogne, il apporte de nouveaux faits qui peuvent être interprétés pour dater a. 3 aussi bien que a. 4. Dans la vallée de la Dordogne, grâce surtout à un débit plus abondant, la remontée des vagues d'érosion a été plus rapide et plus profonde que dans les vallées de l'Isle et de la Dronne. On a déjà vu que le niveau a. 4 était parvenu en amont de Souillac et s'arrêtait au confluent de l'Ouyse, dans les méandres que le cours d'eau décrit en traversant une barre rocheuse de calcaires rauraciens; l'altitude peut en être fixée entre 95 et 100 mètres (tableau II et fig. 49).

La reprise d'érosion qui a donné naissance à a. 3 traverse tout le Causse et, comme sur la Vézère, vient buter contre les terrains cristallins du Massif Central. Elle se termine, à 134 mètres d'altitude, dans les rapides que domine le château d'Estrées, au nom si caractéristique; une bande de granite à amphibole y fait tomber la Dordogne d'une dizaine de mètres en moins de 2 kilomètres, en aval de Beaulieu et à proximité d'Astaillac.

La terrasse a. 2 pénètre jusqu'à Argentat, ou plus précisément au pont d'Eylac, en amont de la localité, dans des gorges situées à 190 mètres d'altitude. Quant à la terrasse a. 1, elle atteint la petite localité de Spon-tours à 250 mètres d'altitude, au pied de chutes qui ont marqué le point le plus élevé où s'étendait jadis la batellerie sur la Dordogne.

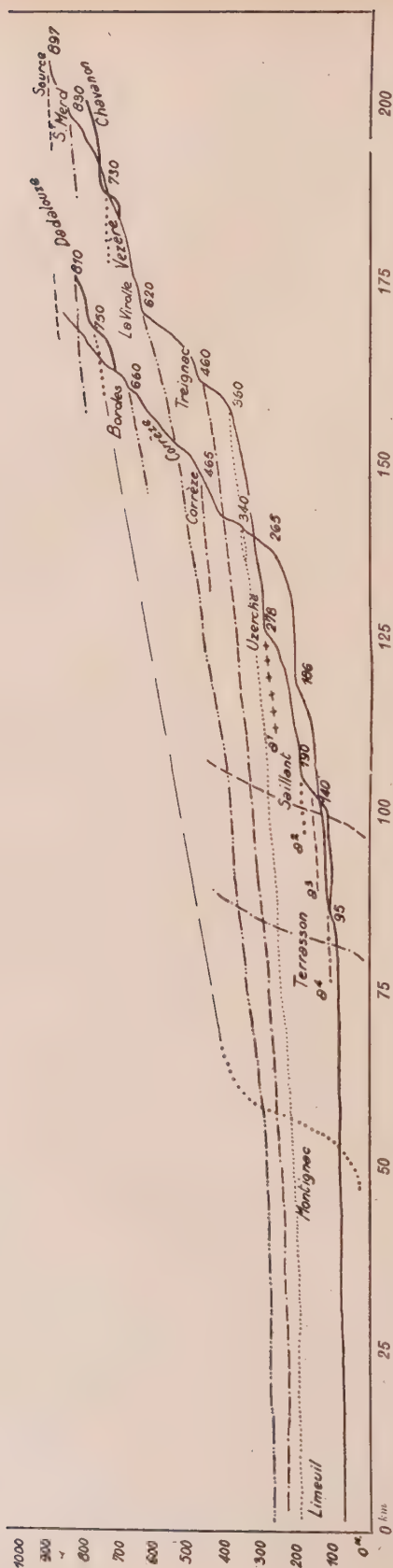


Fig. 46. — PROFILS LONGITUDINAUX ET RUPTURES DE PENTE CYCLIQUES DE LA VÈZÈRE ET DE SES AFFLUENTS.

— — — Surface d'érosion stéphanienne.

préliasique.

..... — — — — — cénomaniennes.

—•—•— Surface d'érosion éocène.

— oligocène ou pré-stampienne.

..... — — — — —
— — — — — mio-pliocène.

+ + + + Terrasse a¹.

• • • • • Terrasse a².

Terrasse 73.

Terrasse a^4 .

Vers l'amont, autour de Bort-les-Orgues, les géologues et M. Perpillou [56, 150 et 212] ont signalé les traces de deux glaciations. La plus ancienne, celle des plateaux de l'Artense, se trouve à 250 mètres plus haut que la seconde, celle de la Rhue. On les date, l'une du Rissien, l'autre du Würmien. Ce sont les débris des moraines würmiennes qui ont alimenté, comme on l'a vu plus haut, la couverture alluviale de la terrasse moustiérienne. Les moraines de la première glaciation, celle de l'Artense, auraient fourni le matériel de la terrasse a. 3, la terrasse acheuléenne. Mais l'on peut se demander alors pourquoi en Périgord la différence d'altitude entre a. 4 et a. 3 n'est que de 15 à 18 mètres, tandis que les débris des moraines autour de Bort sont séparés par un intervalle de 250 mètres; comment entre les deux glaciations de Riss et de Würm, la Dordogne a-t-elle pu creuser, près de Bort, son lit de 250 mètres, tandis qu'en aval d'Astaillac, elle ne s'est enfoncée que de moins de 20 mètres?

On peut remarquer tout d'abord que seule la partie du cours comprise en aval d'Astaillac dépendait d'un niveau de base fixe situé à 18 ou 20 mètres au-dessus de celui qui plus tard détermina la vague d'érosion de a. 4; de la sorte, seule la section en aval d'Astaillac peut avoir une terrasse a. 3 située d'une manière régulière à 15 ou 18 mètres au-dessus de a. 4. En amont ne jouaient que des niveaux de base locaux séparés par des seuils de hauteur variable, de sorte que l'érosion des cours d'eau s'y développait en toute indépendance et à des altitudes relatives variables, pouvant atteindre 100 ou 200 mètres. De plus, dans ces vallées, imparfaitement creusées, affluaient soit des glaciers, soit des masses d'eau surchargées de graviers, de sables et de galets et, dans les biefs, ces débris s'accumulaient sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Aucune régularité ne s'établissait dans les couvertures alluviales et morainiques établies d'une manière précaire sur des replats qui ne dépendaient pas d'un niveau d'érosion marin stable, mais de celui d'une barre rocheuse située vers l'aval et sciée lentement par le cours d'eau. Semblable phénomène s'est produit sur la Garonne autour de Montréjeau à la sortie des Pyrénées, où les torrents ont accumulé des masses épaisses d'alluvions fluvio-glaciaires sans rapport avec les niveaux de base qui régissaient plus bas les terrasses du fleuve et il en est de même, à des degrés divers, sur tous les cours d'eau qui n'ont pas encore atteint leur profil d'équilibre [69].

Dans ces conditions, il ne faut pas s'étonner de trouver une si grande différence d'altitude entre les moraines de l'Artense et celles de la Rhue quoique l'une ait fourni les matériaux de couverture de la terrasse a. 3 et l'autre ceux de la terrasse a. 4. En effet, M. Perpillou et de nombreux géologues, s'ils attribuent la glaciation de la Rhue au Würmien, datent celle de l'Artense du Rissien [149]. Ainsi, la terrasse a. 3 serait à la fois rissienne et acheuléenne; les deux époques étant contemporaines ou au moins consécutives. Etant donné l'état légèrement roulé du matériel acheuléen retrouvé dans les alluvions de a. 3, on incline à croire que les débâcles rissiennes sont légèrement postérieures à la présence des tribus acheuléennes en Périgord et en Quercy. En tout cas, si les Moustiériens ont vécu sur des fonds rocheux qui se trouvent au niveau des cours d'eau actuels, les Acheuléens n'ont connu que des vallées imparfaitement creu-

sées, moins profondes d'une vingtaine de mètres que les vallées de nos jours. D'autres recherches effectuées vers l'aval, sur les terrasses de la Garonne et du Médoc, permettront plus loin de préciser encore cette chronologie de a. 4 et de a. 3.

Retenons pour l'instant que, d'après M. Perpillou, et d'après les résultats que l'on peut obtenir par une étude géologique et archéologique attentive des couvertures alluviales, la terrasse a. 4 est contemporaine des débâcles würmiennes et des hommes du Moustier et la terrasse a. 3 des débâcles rissiennes et des hommes de Saint-Acheul.

b) *En Quercy.*

Dans le Quercy, M. Clozier [84] s'est occupé exclusivement des terrasses du Lot. Il a décrit avec beaucoup de précision deux séries de replats couverts d'alluvions qu'il distingue à l'aide des indices T. 1 et T. 2. De Cajarc à Cahors, T. 1 descend d'une dizaine de mètres, de 200 à 190 mètres d'altitude absolue, tandis que sur la même distance, le Lot tombe de 150 à 110 mètres; l'altitude relative va ainsi en augmentant de l'amont vers l'aval. C'est ce que nous avons constaté pour les terrasses a. 1 et a. 2 dont la hauteur au-dessus des cours d'eau s'accroît chaque fois qu'une reprise d'érosion détermine des chutes et que le lit de la rivière s'abaisse rapidement de 20 ou de 30 mètres. Pour T. 2, les observations de M. Clozier aboutissent au même résultat; la terrasse passe de 170 à 156 mètres entre Cajarc et Cahors, soit seulement une chute de 14 mètres, tandis que sur la même distance le cours d'eau descend de 40 mètres. En aval de Cahors, M. Clozier ne retrouve plus T. 1; il signale encore T. 2 à Puy-l'Evêque à 140 mètres d'altitude absolue et avec une altitude relative d'une cinquantaine de mètres. Dans ces conditions, T. 1 et T. 2 peuvent être considérées, entre Cajarc et Cahors, comme des fragments de terrasses de la fin du Pliocène ou du début du Quaternaire et dont il devient intéressant de retrouver les prolongements vers l'aval et vers l'amont. On peut admettre que T. 1 ne s'arrête pas brusquement à Cahors, qu'elle doit se prolonger comme T. 2 vers l'aval, mais que ses débris sont très réduits. De plus, on peut observer que T. 2, qui n'a qu'une pente de 14 mètres sur 40 kilomètres entre Cajarc et Cahors, descend de 16 mètres en 24 kilomètres, de Cahors à Puy-l'Evêque; sa pente passe de 0,35 pour 1.000 à 0,65 pour 1.000 et devient ainsi équivalente aux pentes de 0,6 pour 1.000 constatées le long de la Dordogne et de l'Isle pour les sections moyennes de a. 1 et de a. 2.

Avec ces indications, il est possible d'interpréter, comme on l'a déjà fait dans les vallées périgourdines, une coupe transversale de la vallée du Lot à Duravel (fig. 47). Le cours d'eau coule à 70 mètres d'altitude au pied d'une berge inondable, de 2 à 3 m. de hauteur et qui représente la terrasse vive du lit majeur. A une dizaine de mètres plus haut s'étale la terrasse qui porte Girard en amont et Touzac en aval de Duravel. Par son altitude relative, elle correspond à a. 4, la terrasse moustérienne des vallées périgourdines, mais elle ne peut être confondue avec T. 2 qui est encore à 140 mètres d'altitude absolue et à 70 mètres d'alti-

tude relative, près de Puy-l'Evêque, à 4 kilomètres seulement en amont de Duravel.

De même les replats qui portent la station de Duravel, sur la rive droite et le village de Vire sur la rive gauche, ne peuvent se raccorder aux terrasses décrites par M. Clozier; ils n'atteignent que 90 à 92 mètres d'altitude absolue et leur altitude relative de 20 à 22 mètres permet seulement de les assimiler à la terrasse acheuléenne a.3 des rives de la Dordogne.

En revanche, les gradins, qui nivellent le sommet du lobe de méandre dans la boucle de Touzac et qui portent les bourgs de Soturac et de

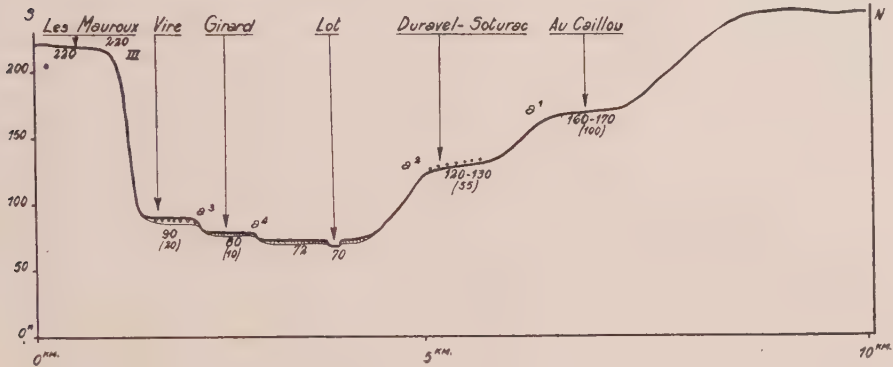


Fig. 47. — INTERPRÉTATION MORPHOLOGIQUE DU PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DU LOT A DURAVEL (Lot).

Duravel, se tiennent autour de 130 mètres et peuvent passer vers l'amont, sans invraisemblance, à des niveaux de 140 mètres vers Puy-l'Evêque et Luzech. C'est donc, nous semble-t-il, T. 2 que l'on peut identifier sous les bourgs de Duravel et de Soturac. Par son altitude relative de 60 mètres, cette surface est assimilable à la terrasse a.2 des bords de la Dordogne, aussi bien qu'aux replats décrits par M. Clozier entre Cajarc et Cahors, à 150-170 mètres au-dessus du niveau de la mer, et à Mercuès dans la curieuse plaine suspendue où débouche la voie ferrée de Limoges à Montauban quand elle descend du Causse vers la vallée du Lot (voir page 239).

Enfin, entre la terrasse a.2 de 60 mètres d'altitude relative et le niveau d'érosion mio-pliocène qui passe ici vers les Mauroux, à 200-220 mètres d'altitude absolue, s'intercalent une série de replats à 160 et 170 mètres au-dessus du zéro marin. Ils portent plusieurs hameaux qui dominent les flots du Lot de près de 100 mètres; le Caillou près de Soturac, sur des alluvions que signale la carte géologique et qui, riches en galets de quartz, ont justifié le nom de l'endroit; Gaillard, sur la rive gauche au-dessus de Vire. Par leur couverture alluviale, ce sont indubitablement des terrasses du Lot et, par leur altitude, on peut les assimiler à a. 1 des terrasses périgourdines. Mais peut-on les relier à T. 1 qui se trouve à 190 mètres d'altitude au-dessus de Cahors? Voici ce que l'on

constate dans le paysage et sur la carte; à Soturac, a. 1 se trouve à 160 mètres, il atteint 165 mètres à Gaillard. Il nivelle le lobe du méandre de Luzech à 177 mètres d'altitude; mais il fait défaut autour de Mercuès. Cependant, si on le prolonge par la pensée vers l'amont, il n'est pas loin, à Cahors, des 190 mètres de T. 1. Si l'on admet que sur le Lot, comme sur la Dordogne, la pente des terrasses supérieures s'accroît vers l'aval pour converger à l'Ouest de l'embouchure de la Gironde, et qu'elle s'atténue vers l'amont ou tout au moins devient inférieure à celle des thalwegs actuels, T. 1, de Cajarc à Cahors, prolongé vers Luzech et Fumel par a. 1, offre bien les mêmes caractères morphologiques, les mêmes déformations que les terrasses périgourdines les plus élevées, et peut se raccorder aux replats de a. 1 vers Mercuès et Puy-l'Évêque.

Ces correspondances s'affirment si l'on examine le profil en long du Lot, dressé par M. Clozier dans l'Atlas de France ([17, 83] et fig. 50). En effet, entre la rupture de pente de Saint-Laurent-d'Olt qui représente le point le plus élevé atteint actuellement par la vague d'érosion mio-pliocène et le confluent du Lot et de la Lémance, on rencontre vers l'aval deux petites dénivellations, à Luzech par 95 mètres d'altitude et en amont de Cajarc, vers 45 mètres. Deux autres ruptures de pente plus importantes se succèdent dans les terrains cristallins du Ségala, à 175-180 mètres environ au-dessus de Capdenac et à 290 mètres dans les gorges de Neyrac en amont d'Entraygues. Il paraît possible de raccorder ces ruptures de pente aux terrasses qui s'étagent autour de Duravel et de Puy-l'Évêque.

A. 4, qui n'est plus qu'à une dizaine de mètres au-dessus du Lot à Fumel, s'atténue et disparaît dans le méandre de Luzech qui correspond à la rencontre du Lot et d'une barre dure de calcaire virgulien. En amont de Luzech a. 3 porte, à 118 et 120 mètres, les villages de Parnac, de Cailiac et de Cessac en contre-bas des belles plaines de Mercuès qui le dominent d'une trentaine de mètres. En amont de Cahors les replats de a. 3 disparaissent sans doute dans les méandres de Cajarc où des escarpements de Bathonien révèlent des barres de roches dures par 145 mètres au-dessus du niveau de la mer. Il serait intéressant de rechercher si le matériel de couverture contient, pour a. 3 et a. 4, sur les rives du Lot, les mêmes débris archéologiques, acheuléens et moustériens, qui abondent dans les alluvions des terrasses correspondantes en Périgord. On pourrait ainsi les dater avec précision; mais les correspondances altimétriques paraissent suffisantes pour affecter sur les rives du Lot a. 3 au Rissien et a. 4 au Würmien.

Comme on l'a vu plus haut, la terrasse a. 2 ou T. 2 se dessine très nettement au-dessus de Touzac par 30 mètres d'altitude et, à Mercuès, elle s'étale en une vaste plaine qui surprend le regard quand on débouche brusquement dans la vallée du Lot en venant de Gourdon. Plus en amont, M. Clozier l'a identifiée vers Saint-Crépin à 160 mètres, à Sauzac à 170 mètres. Au delà, les replats de cette terrasse se continuent en couloir d'érosion dans l'intérieur du Massif Central et ils s'effacent vers 200 mètres au-dessus du niveau de la mer, dans une rupture de pente située en amont de Capdenac. Les mêmes remarques valent pour a. 1 ou

T. 1 que l'on indentifie avec des surfaces planes de 160 mètres d'altitude absolue près de Soturac, de 165 mètres à Gaillard, de 177 mètres à Luzech, de 190 mètres vers Cahors, de 202 mètres à Cajarc. Si l'on prolonge son profil le long de la vallée, cette terrasse supérieure va s'atténuant jusqu'au confluent de la Truyère et du Lot et s'efface dans la partie supérieure des gorges de Neyrac vers 290 mètres d'altitude absolue.

Les conclusions de M. Clozier sur les terrasses du Lot s'intègrent donc dans une vue d'ensemble des terrasses du Bassin Aquitain en amont du Périgord, de l'Agenais et des Charentes (tableau II). Depuis la fin du Pliocène l'érosion fluviale et fluvio-glaciaire s'est manifestée sous forme de quatre vagues pénétrant dans les vallées de l'aval vers l'amont, séparées l'une de l'autre par des périodes de stabilité relative où le sapement latéral des flancs des vallées l'emportait sur le creusement vertical des thalwegs. Pareille concordance laisse supposer des causes communes, une coïncidence de phénomènes eustatiques, épéirogéniques et climatiques que l'étude des terrasses en aval du Périgord va permettre de préciser.

2° LES TERRASSES FLUVIALES EN AVAL DU PÉRIGORD.

a) *En Charente.*

M. Guillien a consacré aux sablières ouvertes dans les terrasses de la Charente, près de Jarnac, une étude d'une rare valeur morphologique [158]. En aval d'Angoulême et du confluent de la Tardoire et du Bandiat avec la Charente il a mis en évidence deux niveaux dont les altitudes et les âges diffèrent. Le premier, situé à 8 à 10 mètres d'altitude relative, s'étend autour de Saint-Même et contient un outillage levallaisien et moustérien. Le second, autour de Mainxe, se tient à une vingtaine de mètres au-dessus du lit de la Charente et sa couverture alluviale est riche en « coups de poing » ou « limandes » acheuléennes. L'épaisseur des graviers, sur les gradins taillés dans les calcaires crétacés de la Saintonge, ne dépasse pas 4 à 5 mètres. Il s'agit donc de terrasses semblables à celles de la Dordogne près de Bergerac ou de l'Isle près de Montpon; elles sont formées par un gradin d'érosion recouvert d'une mince couche d'alluvions déposées là au moment des débâcles du cours d'eau lorsqu'il se trouvait surchargé de débris arrachés aux terrains sédimentaires et cristallins d'amont. S'il y a eu remblaiement, c'est de l'amont vers l'aval qu'il s'est produit et non de l'aval vers l'amont, au moment des fontes de neige des périodes glaciaires.

On peut raccorder aisément les terrasses de Saint-Même et de Mainxe aux terrasses du Bandiat et des cours d'eau périgourdins. La plus basse, datée avec précision par M. Guillien du Paléolithique moyen, correspond à la basse terrasse qui, au pied de Varaignes, porte les bâtiments du Grand Moulin; c'est le niveau a. 4. Quant à la terrasse de Mainxe, par son altitude relative d'une vingtaine de mètres et par son âge acheuléen, elle se rattache à la terrasse a. 3 qui porte le hameau de Biée, près de Souffrignac, en aval de Javerlhac. Les deux terrasses de Jarnac

se rattachent donc par leur morphologie et leur outillage préhistorique aux deux terrasses inférieures des vallées périgourdines. M. Guillian n'ayant pas poussé plus loin ses investigations, on n'a pas cru possible de combler pour l'instant par d'autres niveaux, l'intervalle qui sépare en Charente la terrasse a. 3, située à 30 mètres d'altitude absolue, de la surface d'érosion mio-pliocène qui se trouve ici à 100-110 mètres au-dessus du zéro marin. Mais il est à peu près certain, qu'au-dessus de Mainxe et de Saint-Même, s'étagent deux autres séries de gradins correspondant à a. 2 et a. 1, car, en bordure du rivage, des terrasses marines, analysées par M. Papy dans son étude sur le littoral atlantique, correspondent à ces niveaux du Quaternaire ancien et de la fin du Pliocène [207].

En aval de Jarnac, la terrasse moustiérienne de Saint-Même s'incline vers l'Ouest, le long des rives de la Charente; sa pente est plus rapide que celle du cours d'eau et vers Rochefort elle ne se trouve plus, par son fond rocheux, qu'à 5 ou 6 mètres d'altitude au-dessus du niveau de la mer. Elle s'étale alors en bordure du rivage et M. Papy l'assimile à la terrasse marine de Fouras qui se trouve à 6 mètres au-dessus du niveau moyen de l'Océan. Des galets qui la recouvrent recèlent dans leurs interstices des débris d'outillage paléolithique, peut-être arrachés aux terrasses d'amont, peut-être remaniés et rejetés par la mer.

Toutefois la réalité est encore plus complexe; non seulement les gradins d'érosion de Saint-Même viennent finir à Fouras à 6 mètres au-dessus de la Charente, mais dans l'estuaire même du fleuve, ils sont démantelés par une vigoureuse reprise d'érosion qui porte le fond rocheux à 36 et 40 mètres au-dessous du niveau marin. De sorte que la couverture alluviale, qui recouvre les replats de Saint-Même, s'enfonce peu à peu et disparaît vers Rochefort sous des dépôts plus récents; à 35 mètres de profondeur les sondages révèlent la présence de graviers et même de galets, d'une telle grosseur qu'ils supposent l'existence d'un fleuve qui n'avait pas atteint en ce point son profil d'équilibre et dont l'embouchure se trouvait située à plusieurs dizaines de kilomètres à l'Ouest du rivage actuel.

Les dépôts récents, qui recouvrent les alluvions moustiériennes de a. 4, sont constitués par de la « terre de bri », argile très fine, riche en scrobiculaires près de la mer et qui devient vers l'amont une argile d'eau douce de plus en plus sableuse. Vers Jarnac, elle constitue les berges du cours d'eau, à 2 ou 3 mètres au-dessus du lit du fleuve. Vers la mer, M. Papy en a fixé l'âge grâce aux poteries néolithiques et aux pierres polies qu'elle contient. Par l'époque de sa formation, par son matériel archéologique et par son altitude relative, cette argile constitue un niveau qui rappelle la terrasse b. 1 des environs de Coutras sur l'Isle et de Sainte-Foy sur la Dordogne.

Les faits peuvent s'interpréter de la manière suivante : après une période d'arrêt, durant laquelle s'est formée la terrasse de Fouras à + 6 mètres, s'est produit un recul du niveau de base marin consécutif à la formation des glaciers würmiens. Les premiers gradins de a. 4 ont été alors démantelés par une reprise d'érosion qui a atteint la profondeur — 40 mètres; des débâcles fluvio-glaciaires ont recouvert de galets,

de graviers et de silex moustériens, gradins et vallée rajeunie; puis la mer est revenue et un remblaiement s'est effectué de l'aval vers l'amont. Dans la région de Jarnac, où le remblaiement argileux fait place à un remblaiement sableux, on peut admettre qu'on est en présence d'un cône de transition entre le remblaiement d'aval par remontée du niveau de base et le remblaiement d'amont par surcharge du cours d'eau en alluvions. Tous ces phénomènes morphologiques sont déjà en partie datés. L'examen des terrasses récentes de la Garonne et du Médoc permettra plus loin d'atteindre une plus grande précision dans l'âge et le mécanisme de ces accidents d'origine cyclique.

Quant à la terrasse acheuléenne de Mainxe, qui correspond à la terrasse a. 3 du Bandiat, elle s'incline également vers l'aval; mais, très démantelée, elle est difficile à suivre. Elle correspond sans doute à la terrasse marine de 15 mètres que M. Papy a montrée nivelant les îles de Ré et d'Oléron. S'il en est ainsi, elle s'abaisse, elle aussi, vers la mer plus rapidement que le cours d'eau actuel et converge, avec les hauts replats de la terrasse a. 4, en un point situé fort au large et à plusieurs dizaines de mètres au-dessous du niveau de la mer. M. Papy, précisant la valeur morphologique de cette terrasse, la suit le long du littoral océanique jusqu'en Vendée. Mais vers le Sud, il est difficile de la retrouver au delà de la Gironde. Y a-t-il eu un affaissement récent? Les travaux de M. Fabre sur la géologie du Médoc ont apporté une réponse à cette question [119 et 57].

b) *En Gironde.*

Les observations géologiques de M. Fabre sur le matériel quaternaire qui recouvre le Médoc et les terrasses de la Garonne et de la Dordogne inférieure, ont fixé avec précision la chronologie des terrasses fluviales au Nord du Bassin Aquitain. On peut, en effet, raccorder les terrasses de la Dordogne à celles de la Garonne et à celles de la Gironde dont l'étude avait déjà été poussée très loin par Chaput [69, 70].

1. *Terrasses a. 4, b. 1 et b. 2.* — Si l'on examine le profil transversal de la vallée de la Dordogne auprès de Libourne, on constate que le niveau moyen du cours d'eau ne dépasse guère le zéro marin (fig. 48). Le fleuve est bordé par une terrasse de 4 à 5 mètres d'altitude à la fois absolue et relative, qui se divise en deux zones : l'une, la plus près du fleuve, est facilement inondable, la seconde est hors de portée des crues normales. M. Fabre a montré que la partie la plus élevée faisait suite aux dépôts d'argile à scrobiculaires qui ont remblayé sur 30 à 40 mètres d'épaisseur l'estuaire de la Gironde. La partie inondable correspond, auprès du Bec-d'Ambez, à l'argile des « matras » qui repose sur l'argile à scrobiculaires. Si l'on suit maintenant vers l'amont cette terrasse inférieure, en grande partie encore vive, puisqu'à chaque crue elle se recouvre de fins dépôts de vase, on constate qu'elle s'élève lentement en altitude absolue sans dépasser 7 à 8 mètres et qu'elle demeure presque au niveau du cours d'eau, soumise à ses crues de la saison froide. En même temps, ses éléments deviennent moins fins et l'argile se charge de sable,

puis de graviers. Vers Sainte-Foy-la-Grande, elle se raccorde avec b. 1 qui peut être considérée ici, à cause de sa pente et de son matériel, comme le cône de raccordement supérieur de la terrasse de remblaiement formée dans l'estuaire par les argiles à scrobiculaires. En amont de Bergerac elle disparaît complètement dans l'étroit sillon que la Dordogne a découpé dans a. 4. Sur l'Isle et sur la Dronne on peut la suivre également jusqu'auprès de Mussidan et de la Roche-Chalais où on l'a déjà décrite et désignée par l'indice b. 1. A cause de la distinction établie par M. Fabre entre l'argile à scrobiculaires et l'argile des mattes,

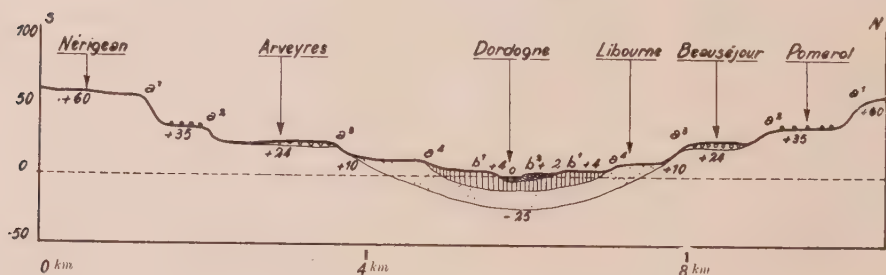


Fig. 48. — INTERPRÉTATION MORPHOLOGIQUE ET GÉOLOGIQUE
DU PROFIL TRANSVERSAL DE LA VALLÉE DE LA DORDOGNE A LIBOURNE.
(D'après M. Aurélien Fabre [119].)

on peut adopter les indices b. 1 pour la zone non inondable en face de Libourne et b. 2 pour la zone inondable (fig. 48 et 49).

Ces deux niveaux sont très récents et sont constitués par les mêmes matériaux que la « terre de bri » décrite par M. Papy dans les vasières des Charentes. Tous les auteurs, et en particulier MM. Fabre et Papy que nous suivons ici, s'entendent pour y voir un remblaiement récent qui a comblé les vallées inférieures de la Charente et de la Gironde, tout d'abord avec l'argile à scrobiculaires qui devient de l'argile d'eau douce en amont de Pauillac et de Rochefort, puis avec l'argile des mattes [136]. La première renferme de nombreux débris de l'industrie néolithique, la seconde correspond à la période historique. Pour établir une correspondance entre ces âges et la chronologie des géologues on peut dire que b. 1 date de la transgression flandrienne, contemporaine de l'époque néolithique, et b. 2 de la période dunkerquienne, contemporaine des temps historiques. Ces deux terrasses superposées, que l'on trouve sur les berges de la Charente en aval de Jarnac et dans le Médoc vers Pauillac, n'intéressent le Périgord que par le cône de raccordement de b. 1 en aval de Bergerac et de Montpon.

Près du Bec d'Ambez, elles sont emboîtées dans les sables et les graviers qui forment la terrasse sur laquelle est construite la ville de Libourne, à 8-10 mètres d'altitude (fig. 48). Ce second niveau, qui domine nettement par un talus les terres basses et marécageuses autour du cours inférieur de la Dordogne, est constitué par deux gradins d'érosion, l'un

à 10 mètres environ au-dessus du niveau moyen des eaux du fleuve, le second à 20 mètres au-dessous du zéro marin. Ils sont recouverts l'un et l'autre par des alluvions assez grossières, d'une épaisseur de 3 à 4 mètres, qui passent d'une rive à l'autre, par-dessous les argiles de remblaiement. Vers l'aval, ces deux gradins s'écartent encore l'un de l'autre; vers l'embouchure de la Gironde, le plus élevé, découpé sur un fond rocheux de calcaire du Crétacé supérieur, se trouve toujours à 6 mètres environ au-dessus du niveau moyen des eaux, mais sur la rive droite seulement; il a disparu sur la rive gauche. Le gradin le plus bas, retrouvé par des sondages dans l'estuaire, est à 40 mètres environ au-dessous du niveau de la mer. Ces deux surfaces sont toujours recouvertes de 2 à 3 mètres de graviers, de sables, et même de petits galets, ce qui laisse supposer que le fleuve qui les a apportés n'était pas encore parvenu en ce point à son cours le plus bas, que son embouchure se trouvait plus au large, et que les terrasses qu'il créait étaient bien des terrasses d'érosion. Dans ces dépôts de couverture M. Fabre signale à la base un peu d'*Elephas Antiquus* et au centre et au sommet de l'*Elephas Primigenius*. Si l'on ajoute à ces débris de faune fossile des lames taillées dont la facture rappelle l'outillage moustiérien classique et final dans le bas et levalloisien dans le haut, on peut admettre que les gradins ont été façonnés et recouverts d'alluvions au cours du Paléolithique moyen, le gradin le plus élevé étant antérieur au gradin le plus bas. Vers l'amont, aussi bien par leur altitude relative que par leur matériel de couverture, ces surfaces faiblement remblayées se raccordent avec la terrasse a.4 de Sainte-Foy-la-Grande et de Bergerac sur la Dordogne, de Montpon et de Mussidan sur l'Isle. Près du littoral, autour de Royan, leur altitude relative de + 6 mètres permet de les rattacher à la terrasse de Fouras, signalée par M. Papy [207]. Si cette terrasse n'existe pas sur la rive gauche, c'est, dit M. Fabre, parce qu'il y a eu un léger affaissement du socle continental vers la zone de subsidence du Bassin d'Arcachon. Sous le poids de la masse des matériaux qui recouvrent le Médoc et les abords de la Pointe de Grave, la faille qui jalonne la rive septentrionale de l'estuaire a rejoué à la fin du Paléolithique et le niveau moustiérien a.4 a disparu en profondeur, hypothèse audacieuse et qui mériterait d'être vérifiée par un examen attentif des faits.

Autour de Bordeaux, cette terrasse se retrouve à 8-10 mètres d'altitude absolue, dominant de 5 à 6 mètres les terrasses de remblaiement b. 1 et b. 2; dans la région de Bruges, elle a été analysée avec beaucoup de soin par M. Fabre qui la désigne sous le nom de cette dernière localité. Il la suit le long de la vallée garonnaise et la raccorde avec la terrasse a. 1d que M. Chaput a relevée près de Marmande entre 35 et 39 mètres d'altitude absolue et 18 à 20 mètres d'altitude relative. Par la vallée inférieure du Lot, cette surface d'érosion récente se continue vers Fumel et se rattache à la terrasse a.4 de Duravel, riche, comme on l'a déjà indiqué, en outillage moustiérien et située à 12 mètres environ d'altitude relative.

On peut tenter maintenant de rétablir la suite des phénomènes géologiques et morphologiques qui ont donné naissance à a. 4 et les rattacher

à la chronologie quaternaire. Tout d'abord, au début du Moustérien, il y a eu ralentissement dans le creusement des vallées et façonnement des gradins d'érosion à 4-6 ou 10 mètres d'altitude relative; on suit ces gradins de Fouras à Souillac, par la Gironde et la Dordogne, et jusqu'à Luzech par la Garonne et le Lot. C'est le moment où les tribus moustériennes et acheuléennes s'installent encore sur le fond des vallées pauvres en eau; « *Elephas antiquus* » voisine avec des populations qui se servent à la fois du « coup de poing » et de l'éclat de silex retouché. Nous sommes au début du Paléolithique moyen, du Moustérien de tradition acheuléenne, du Monastirien diraient certains géologues du Quaternaire.

Puis, il y a eu creusement de ces fonds de vallée par une vague d'érosion partie de l'aval et déclenchée, non pas exclusivement par un mouvement épéirogénique ayant soulevé le continent, mais plutôt par un abaissement du niveau de la mer : le profil en long du gradin le plus ancien de a.4 n'a pas été déformé sauf en Médoc où ont joué des phénomènes récents de subsidence. On s'entend d'ailleurs actuellement à reconnaître, comme cause de la reprise d'érosion qui a creusé d'une quarantaine de mètres au-dessous du niveau actuel de la mer les estuaires des fleuves océaniques, une diminution sensible du volume des eaux marines par suite de leur solidification dans les glaciers du Würmien. Ainsi donc se formèrent alors à partir d'une cinquantaine de kilomètres au large de l'embouchure de la Gironde des vallées jeunes, assez étroites, qui se creusèrent lentement vers l'amont et dont les progrès les plus récents se trouvent encore sur la Dordogne en aval de Mauzac et sur l'Isle en aval de Saint-Astier et de Mussidan, où les deux rivières sont encaissées d'une dizaine de mètres dans un étroit lit majeur, au milieu des berges constituées par a.4.

Tandis que s'effectuait ce creusement des vallées vers l'embouchure des fleuves, des débâcles périodiques jetaient sur les gradins des masses d'alluvions que les eaux abandonnaient au moment des décrues quand leur vitesse faiblissait et ne leur permettait plus d'entraîner sables et graviers. Cependant, lorsque les débâcles atteignaient toute leur intensité, elles étaient assez vigoureuses, et la pente de la Dordogne et de la Gironde était encore assez forte, pour permettre le transport des graviers et des galets jusqu'à proximité de l'embouchure actuelle du fleuve. La Gironde moustérienne devait donc se jeter dans l'Océan, non seulement à 40 ou 50 mètres au-dessous du niveau actuel, mais aussi à 50 ou 60 kilomètres, à l'Ouest du rivage actuel, avec un profil en long qui n'avait pas encore atteint son parfait équilibre. Les mêmes phénomènes de transport et d'érosion se reproduisaient le long de la Charente inférieure et intéressaient tous les cours d'eau au Nord du Bassin Aquitain, mais ne pénétraient que fort peu dans les vallées périgourdines.

À la suite du creusement des vallées inférieures de l'Isle, de la Dordogne et de la Garonne et de la formation à la surface du fond rocheux d'une couverture alluviale de 3 à 4 mètres d'épaisseur, le niveau marin subit un mouvement positif pour gagner le zéro actuel. On s'accorde pour voir dans cette hausse du niveau marin, le retour des eaux de fonte des glaciers vers les immensités océaniques. Malgré les mouvements posi-

tifs par isostasie des continents délestés de leur carapace de glace, les mers ont gagné lentement sur les terres. Les cours d'eau, privés de pente, ont accumulé à partir de leur embouchure des masses de dépôts très fins, vases, argiles ou sables et une phase de remblaiement a succédé à la phase de creusement, remblaiement par l'aval qui explique l'existence de la « terre de bri » le long du littoral océanique, de l'argile à scrobiculaires des estuaires, de l'argile d'eau douce et des sables des cônes de raccordement le long des cours d'eau à l'intérieur des terres. Ce remblaiement n'intéresse le Périgord qu'en aval de Bergerac sur la Dordogne et de Mussidan sur l'Isle où « les cônes de raccordement » de b. 1 forment des terrasses vives, en partie inondables. Les géologues, et en particulier M. A. Fabre, datent, comme on l'a déjà vu, ce remblaiement du Flandrien, c'est-à-dire du Néolithique et même les berges les plus récentes de la Gironde et de la Garonne, formées par l'argile dite des « mattes », appartiennent à l'époque historique, au Dunkerquien, auquel notre classification attribue l'indice b. 2 (tableau II et [63]).

De la sorte, la terrasse moustérienne, ses gradins d'érosion et sa couverture alluviale, ainsi que la terrasse de remblaiement qui la fossilise en partie, se rattachent à des phénomènes géologiques contemporains des hommes du Moustier, de la pierre polie et de l'âge du fer, et leur ensemble gravite autour de la glaciation de Würm, la dernière et la plus récente des glaciations quaternaires.

2. *Terrasse a. 3.* — Si l'on examine de nouveau le profil transversal de la Dordogne auprès de Libourne (fig. 48), on trouve au-dessus de la terrasse moustérienne, les terrasses d'Arveyres sur la rive gauche et de Beauséjour sur la rive droite. Elles dominent Libourne d'une quinzaine de mètres et leur altitude absolue oscille autour de 25 mètres, leur fond rocheux étant à 20-22 mètres. M. A. Fabre a signalé, dans la mince couverture alluviale de ces niveaux, des « coups de poing » acheuléens et des restes fossiles d'*Elephas antiquus* [119]. Ainsi par leur altitude, par leur situation au-dessus de a. 4, par leurs débris archéologiques et leur faune, ces terrasses d'érosion correspondent à la terrasse a. 3 de Bergerac et de Montpon. L'altitude absolue seule varie; elle tombe de 60 à 25 mètres; la pente des terrasses est en effet plus forte que celle du cours d'eau (fig. 49). Ce sont ces gradins qui s'épanouissent entre la Garonne et la Gironde et dans la bordure orientale du Médoc où ils portent Bordeaux, Saint-Julien et Lesparre. M. Fabre les affecte de l'indice a. 1b et les raccorde à la terrasse a. 1c que M. Chaput a décelée sur les bords de la Garonne, près de Marmande, à 65-60 mètres d'altitude absolue. Sur le Lot, on retrouve cette terrasse près de Duravel, à 90 mètres au-dessus de la mer et à 20 mètres au-dessus du niveau d'étiage. En amont, dans le Quercy, M. Clozier n'en a pas relevé les traces, mais elle se déroule le long du Lot, comme on l'a déjà vu, jusqu'en amont de Cajarc (fig. 50).

En Charente, les terrasses d'Arveyres et de Beauséjour ont leur pendant dans les gravières de Mainxe où M. Guillien a relevé un outillage acheuléen et sur le littoral, au Nord de la Gironde, elles peuvent être rattachées à la terrasse marine de 15 mètres d'altitude qui nivelle les îles

de Ré et d'Oléron et que M. Papy date du Paléolithique ancien. Ainsi un grand nombre de faits concourent à établir la présence, le long des cours d'eau, au Nord du Bassin aquitain, d'une terrasse quaternaire, avec gradin d'érosion et couverture alluviale, d'âge acheuléen et coïncidant, dans l'échelle chronologique des géologues, avec le Tyrrhénien. Il semble également qu'on puisse la rattacher à la glaciation de Riss, l'avant-dernière des glaciations quaternaires. Ses gradins, après s'être développés au cours d'une phase de stabilité par sapement latéral, durant la période chaude du Tyrrhénien, furent recouverts, au cours des débâcles glaciaires, de 5 à 6 mètres de sables, de graviers et de galets. Mis en relief par une nouvelle vague d'érosion qui a façonné l'auge moustérienne, ils n'ont pas conservé leur pente originelle; ils s'inclinent plus rapidement que le cours d'eau actuel, en particulier dans le Médoc où ils perdent de leur altitude relative jusqu'à n'être plus qu'à une dizaine de mètres au-dessus des alluvions de a. 4. Des mouvements épéirogéniques les ont sans doute affectés depuis la fin de l'Acheuléen et leur ont imposé les déformations actuelles. En particulier, sur la rive gauche de la Gironde ils tombent au niveau de la mer tandis que sur la rive droite, autour de Royan, ils conservent une altitude absolue de 12 à 15 mètres. Il semble que les phénomènes de subsidence, qui ont fait disparaître la terrasse moustérienne, ont également joué pour la terrasse acheuléenne au Sud de l'estuaire de la Gironde. Si l'on en juge par la grosseur des galets qui se trouvent, çà et là, dans la couverture alluviale acheuléenne, le fleuve qui les a déposés sur les gradins d'érosion était encore assez loin de son embouchure; ou bien, soumis à des crues violentes, il pouvait encore rouler des blocs de quartz de la grosseur d'un œuf.

3. *La terrasse a. 2.* — Au-dessus des terrasses d'Arveyres et de Beausséjour se dessine un nouveau gradin, à peine indiqué sur la rive gauche de la Dordogne, en face de Libourne, mais bien développé sur la rive droite, en particulier autour de Pomerol (fig. 48). Il atteint 36 à 40 mètres d'altitude au-dessus du zéro marin et des eaux moyennes du cours d'eau. M. A. Fabre a montré comment la couverture alluviale de ce gradin, terrasse d'érosion avec une mince pellicule de sables et de graviers, passe latéralement à un ensemble complexe de terrains de transport désigné sous le terme de nappe externe des terrains de revêtement du Médoc. Cette formation alluviale affleure sur l'Océan, après avoir passé sous les sables des dunes et forme une falaise de 2 à 3 mètres environ de hauteur au-dessus des vagues, au Sud de Soulac; c'est la falaise du Gurg qui a livré des restes d'*Elephas meridionalis*; elle date donc du Quaternaire ancien, de l'étage sicilien des géologues qui ont étudié les variations du niveau de la mer Méditerranée, peut-être même faudrait-il la rattacher, d'après M. Gignoux, à la fin du Pliocène ([52 et 134].

En suivant la vallée de la Dordogne en amont de Libourne on constate que la terrasse de Pomerol se relève lentement vers l'amont et coïncide à Bergerac avec a. 2 qui se trouve à 80 mètres d'altitude absolue. Sur l'Isle, en face de Montpon, la terrasse a. 2 atteint 75 à 80 mètres de hauteur au-dessus du niveau de la mer. Ainsi, a. 2, que l'on n'avait pu jus-

qu'ici dater d'une manière précise, s'inscrit, dans la chronologie quaternaire, au cours d'une période à faune froide, avec *Elephas meridionalis* et sans doute *Bos etruscus*. Peut-être sa couverture alluviale est-elle contemporaine des débâcles glaciaires de la glaciation de Mindel si, toutefois, une glaciation de Mindel a eu lieu.

Sur le cours de la Garonne, la terrasse a. 2 peut être assimilée, près de Bordeaux, à celle de Mérignac qui se trouve à 45 mètres environ d'altitude absolue; en face de Sauternes, elle atteint 60 mètres et à Feugarolles, près de Marmande, elle coïncide avec la terrasse a. 1b que M. Chaput situe entre 75 et 90 mètres d'altitude absolue; c'est là une terrasse d'érosion très nette, légèrement inclinée vers le lit actuel du fleuve, avec un gradin taillé dans la roche en place et recouvert de 2 ou 3 mètres de dépôts alluviaux. Sur le Lot, on retrouve ce niveau quaternaire au-dessus de Duravel, à 120-130 mètres d'altitude absolue; on peut le suivre le long de la vallée, depuis Aiguillon jusqu'à Fumel, en passant par Villeneuve. Au delà de Duravel, on a vu qu'il se raccordait avec la terrasse T. 2 décrite par M. Clozier et qui se trouve ainsi datée du Sicilien ou du début du Quaternaire.

Sur les rives de la Charente, M. Guillien n'a étudié aucune gravière située à une altitude correspondant à celle de a. 2. En revanche, M. Papy signale en Vendée, près de Machecoul, des terrasses marines avec des silex et des galets de quartz, à 35 mètres au-dessus du niveau moyen de l'Océan et qui, par leur situation morphologique au-dessus des terrasses acheuléennes de 15 mètres, pourraient bien appartenir au même étage que les terrasses fluviales a. 2 des bords de la Dordogne et de la Garonne. Au Sud de la Gironde, la nappe externe des alluvions qui revêtent le Médoc n'apparaît que sur de courtes distances, à faible altitude au-dessus de a. 3, à peine une quinzaine de mètres vers Saint-Julien et Lesparre; elle s'incline rapidement vers l'Ouest et le Sud-Ouest et tombe ainsi de 35 mètres, près de Saucats dans les Landes, à 3 mètres sur la Plage de Montalivet et à la falaise du Gulp. Les déformations tectoniques, par subsidence ou par épéirogénie, qui sont si nettes dans les surfaces d'érosion tertiaires et que l'on a pu mettre en valeur dans la pente actuelle des basses terrasses quaternaires, ont également altéré la surface d'érosion qui porte la nappe externe des alluvions du Médoc. Cette surface demeure subhorizontale au Nord de la Gironde, en Saintonge, Aunis et Vendée où seule sa pente générale a été accentuée par un soulèvement d'ensemble du continent, comme pour les terrasses a. 3 et a. 4. Mais au Sud de la Gironde, dans l'aire que M. Fabre a qualifiée de « Golfe girondin », elle a été soumise à des déformations plus accentuées qui évoquent celles qu'ont subi les niveaux d'érosion tertiaires sous les sédiments lacustres du Bergeracois. Ainsi, tandis que la région au Nord de Blaye, de Bordeaux et de Marmande devenait une aire rigide de l'écorce terrestre, la région comprise entre la Gironde et le Bassin d'Arcachon demeurait toujours une zone de subsidence au cours du Quaternaire.

4. *La terrasse a. 1.* — Enfin, si l'on examine une dernière fois la coupe transversale de la vallée de la Dordogne auprès de Libourne

(fig. 48), on observe, au-dessus de la terrasse a. 2, des replats qui portent le lieu-dit de Nérigeau au Sud de Génissac et qui se tiennent vers 60 mètres d'altitude absolue. La carte au 1/80.000^e les montre couverts de dépôts pliocènes. En réalité, ces dépôts, constitués par des graviers et des sables, sont inférieurs à ceux qui recouvrent les plateaux de l'Entre-deux-Mers, à 80 et 90 mètres d'altitude et qui correspondent, comme on l'a vu plus haut, au niveau d'érosion mio-pliocène. M. Fabre applique à ces dépôts, qui datent au moins de l'Astien et du Plaisantien, l'indice P. 1 c. Mais ceux qui forment la couverture des replats de Nérigeau, moins riches en galets et composés de graviers de teinte claire, peuvent être envisagés, avec leurs débris de roche volcanique, comme des alluvions de la Dordogne; M. Fabre leur attribue l'indice P. 3 car il les assimile aux lignites d'Hostens et à l'argile du Gulp qui est située immédiatement au-dessous des dépôts à *Elephas meridionalis*. Lignites d'Hostens et argile du Gulp appartiendraient ainsi à la fin du Pliocène, au Calabrien ou au Villafranchien dans l'échelle chronologique des géologues.

Si l'on suit, le long de la vallée de la Dordogne ou de l'Isle les replats qui font suite à ceux de Nérigeau, on constate qu'ils se relèvent vers l'amont, non seulement en altitude absolue puisqu'ils passent de 60 mètres à Libourne à 90 mètres à Montpon et à 100 mètres à Bergerac, mais encore en altitude relative puisque celle-ci atteint 100 mètres dans les méandres du Buisson à Mauzac. Ainsi les replats, qui portent l'indice P. 3 autour de Libourne, coïncident avec la terrasse a. 1 des vallées périgourdines et, comme pour les autres terrasses, leur pente actuelle est nettement plus forte que celle des cours d'eau; eux aussi se sont inclinés vers l'aval sous l'effet de mouvements d'ensemble ayant soulevé le continent. Mais comme on le verra plus loin, cette déformation n'est pas la seule qui ait affecté la surface dont ils ne sont plus que les débris.

Sur les versants de la vallée garonnaise, les dépôts de a. 1 constituent, d'après M. Fabre, la nappe interne des terrains de recouvrement du Médoc et on les suit vers l'amont où, près de Marmande, ils constituent la bordure externe de la terrasse de Feugarolles, à 110 mètres environ d'altitude absolue. M. Chaput n'a pas observé entre les alluvions de a. 1 et ceux de a. 2 un talus bien net. Il semble cependant qu'autour du confluent de la Baïse et de la Garonne, des replats, situés à 110 et 120 mètres d'altitude, sur lesquels la carte géologique place des alluvions quaternaires anciennes, soient faciles à distinguer de replats situés à 75 ou 80 mètres seulement au-dessus du niveau de la mer et qui appartiennent à a. 2. Il faudrait parcourir de nouveau le terrain et vérifier si un talus, même assez peu incliné, permet de séparer a. 1 de a. 2 dans la région de Marmande. Sur les bords du Lot, on retrouve a. 1 à 160 mètres d'altitude absolue près de Duravel et ses replats se raccordent, comme on a pu l'établir précédemment, avec la terrasse T. 1 décrite par M. Clozier. Ainsi ce niveau T. 1 des Causses du Quercy daterait de la fin du Pliocène, vraisemblablement du Villafranchien.

Au Nord de la Gironde, en Saintonge et Aunis, M. Guillien n'a pas eu l'occasion d'étudier de couverture alluviale correspondant à la terrasse a. 1 sur les rives de la Charente. Peut-être les terrasses marines de 50-55

mètres que M. Papy a signalées dans le Pays de Retz, et qui portent des galets de quartz et des silex épars çà et là, pourraient-elles être raccordées, par-dessus les collines de l'Angoumois et des Charentes, avec les replats de a. 1 le long des cours d'eau périgourdins. Leur altitude absolue et leur situation par rapport aux autres terrasses marines du littoral océanique paraissent permettre ce rapprochement et, par concordance chronologique, les niveaux d'érosion marins du Pays de Retz dateraient eux aussi de la fin du Pliocène.

Au Sud de la Gironde, la surface d'érosion qui porte la nappe interne des alluvions du Médoc est très déformée [52, 119]. Sous l'estuaire même elle subit une vigoureuse flexure où la faille qui borde la rive droite du fleuve semble avoir rejoué; puis elle s'incline rapidement vers le Sud-Ouest et les sondages la révèlent à — 40 mètres sous le Bassin d'Arcachon. Sa pente vers le Sud-Ouest n'est d'ailleurs pas régulière; on peut y mettre en évidence des gauchissements, des anticlinaux et des synclinaux d'orientations diverses, des variations dans l'épaisseur de la couverture qui trahissent des phénomènes de subsidence contemporains en partie du dépôt des alluvions. Ainsi le « Golfe girondin » apparaît comme le réduit où, à la fin de l'ère tertiaire, se manifestait encore une zone d'affaissement de l'écorce terrestre. Cette zone s'était étendue auparavant, sur les régions de l'Entre-deux-Mers et du Périgord, jusqu'au pied même du Massif Central. Ses reculs successifs ont été indiqués au cours de l'étude des niveaux d'érosion tertiaires et des pénéplaines secondaires; avec les terrasses récentes, elle perd de plus en plus de son étendue, et l'ensemble du Bassin Aquitain paraît définitivement consolidé à la fin du Paléolithique.

En plus de ces déformations contemporaines des dépôts, la terrasse a. 1 a subi, comme on l'a signalé déjà, un soulèvement vers l'amont, de sorte qu'elle converge avec les autres terrasses quaternaires vers l'aval, en un point que M. A. Fabre situe au large du littoral actuel des Landes. Et le fleuve, qui a déposé les alluvions de la nappe interne du Médoc et de la terrasse a. 1, pouvait conserver jusqu'auprès de l'Océan une allure assez vive, soit par suite de sa pente, soit à cause de son débit, pour transporter encore du matériel assez grossier.

CONCLUSION GÉNÉRALE SUR LES TERRASSES DU PÉRIGORD ET DU BASSIN AQUITAIN SEPTENTRIONAL.

1° *Ce sont des surfaces d'érosion.*

Les travaux des dernières années sur les terrasses de la Garonne et de ses affluents permettent donc d'aboutir à une vue d'ensemble du Bassin Aquitain septentrional depuis le milieu du Pliocène (tableau II, [73] et [103]). De la fin du Tertiaire aux temps historiques se sont façonnés des gradins d'érosion séparés par des talus et recouverts d'alluvions. On peut distinguer quatre étages situés à des altitudes très différentes, selon les diverses sections des vallées considérées. Mais ces terrasses offrent à peu près partout la même morphologie; ce sont des plans légèrement

inclinés vers le thalweg actuel et recouverts d'une pellicule de sables et de graviers de quelques mètres d'épaisseur, de sorte que leur fond rocheux et la surface de leur couverture alluviale peuvent être pratiquement confondus [38]. Ils ont été façonnés par l'érosion fluviale ou fluvio-glaciaire en fonction d'un niveau de base stable, et, quand l'épicycle qui leur avait donné naissance prenait fin par suite de modifications dans le climat, dans le niveau marin ou dans l'altitude du socle continental, ils correspondaient à peu près au profil d'équilibre du cours d'eau dont ils étaient l'œuvre. Les découvertes archéologiques et les faunes fossiles leur ont fait attribuer des âges précis qui les apparentent aux étages de la fin du Pliocène et du Quaternaire en Méditerranée. Le tableau n° II qui complète ce chapitre résume cette chronologie. Seule la dernière terrasse, formée d'argiles à scrobiculaires et de sables fins, est une terrasse de remblaiement par exhaussement du niveau marin.

2° Elles permettent de reconstituer les étapes du creusement des vallées.

En ce qui concerne plus particulièrement les terrasses du Périgord, on peut fixer maintenant les diverses étapes de leur formation. Du Villafranchien à nos jours, c'est d'une centaine de mètres au moins que les cours d'eau périgourdins ont creusé leur vallée; ce chiffre suffit à souligner toute la valeur de ce relief récent; sans cette dernière phase de l'érosion, le Périgord serait resté semblable à la Brenne ou à la Sologne, avec un vieux relief cyclique et structural, mal différencié et d'ailleurs à peu près complètement enfoui sous les dépôts continentaux de l'ère tertiaire. Au contraire, en traçant au sein des calcaires secondaires leurs belles coupures, lumineuses et pittoresques, l'Isle, la Dordogne, la Vézère et la Dronne ont aéré la masse des plateaux périgourdins, elles ont disséqué le pays jusqu'en ses coins les plus reculés par des vallons latéraux de plus en plus étroits, et la vie humaine a pu s'insinuer, par toutes les ramifications du réseau hydrographique, jusqu'au cœur de la région.

Ainsi, en Sarladais, les « combes » et les vallons, dont le thalweg est situé au-dessus de 180 mètres d'altitude, datent de la fin du Pliocène; en particulier, le vallon, qui descend de Nadaillac-le-Sec, vers le Coly et la Vézère, appartient à la fin du Tertiaire par ses replats de 190-200 mètres et par sa section supérieure située entre 190 et 220 mètres (fig. 39). Par contre, le bief compris entre 140 et 180 mètres date du début du Quaternaire, du Sicilien, et les deux biefs inférieurs de l'Acheuléen-Rissien et du Moustiérien-Würmien. On pourrait, de la sorte, généraliser cette chronologie à l'ensemble des vallons du Périgord et montrer comment le relief actuel a surgi par étape des masses confuses créées par l'érosion et le remblaiement tertiaires.

Le creusement des vallées périgourdines ne s'est donc pas effectué d'une manière régulière. Des périodes d'activité ont succédé à des périodes de calme. Pendant les premières, l'érosion linéaire a sculpté les talus plus ou moins raides qui séparent les terrasses les unes des autres. Pendant les secondes, l'érosion latérale a façonné d'abord des replats ou des

TABLEAU DES TERRASSES QUATERNAIRES DU BASSIN AQUITAIN SEPTENTRIONAL

CLASSIFICATION	INDICES DÉSIGNANT LES TERRASSES QUATERNAIRES D'APRÈS M. M. :									ALTITUDE ET LIEU OÙ DÉBUTENT LES REPLATS DES TERRASSES PAR REPRISE D'ÉROSION											Dépôts de couverture et fossiles	AGE
	Benaugeon	Baulig	Perpillou	Clozier	L'abre	Chaput	Caillien	Papy	INDICES PROPOSÉS	Tardoire	Bandiat	Dronne	Isle	Loire	Auvézère	Vézère	Corrèze	Dordogne	Cère	Lot		
Première terrasse .	III (vallées)	q ¹	III	T ¹	Nappe N ou P ²	a ^{1a}		Terrasse de Retz + 60	a ¹	220 Peyrassou- let	227 Las Fargeas	230 L'Age de St-Saud	270 Le Châlard	240 Fontatir- geas	260 Confluent de la Boucheuse	278 Usine d'Uzerche	265 Pont de Bar	250 Spontours	250 ? Laval de Cère	290 Gorges de Neyrac	Lignites d'Hostens dans les Landes.	Pliocène supé- rieur, Calabrien ou Sici- lien, Gunzien ?
Deuxième terrasse.	III (vallées)	q ²	III	T ²	Nappe n ou a ^{1a}	a ^{1b}		Terrasse de Machecoul + 35	a ²	180 Moulin de Ludiéras	190 Chez Baillot	170 Champs Romains	194 Montardie	175 Gandumas	192 St-Mesmin	190 ? Diard	186 Usine électrique de Tulle	190 Pont d'Eylac	180 Gorges de Laval de Cère	175 Amont de Capdenac	Elephas meridionalis.	Milazzien, Mindélien ?
Troisième terrasse .	III (vallées)	q ³			a ^{1b} Terrasse de Bordeaux	a ^{1c}	Terrasse de Mainxe	Terrasse de Ré-Oléron + 15	a ³	130 Défilé de Chambon	135 Nontron	140 St-Pardoux	150 Moulin de Monchaly	145 La Forge d'Excideuil	145 Génis	140 Le Saillant	154 Cornil	134 Astaillac	135 Cahus	140 Cajarc	Elephas antiquus. Coups de poing acheu- léens. Galets de quartz, gra- viers, sables.	Tyrrhénien. Rissien. Acheuléen.
Quatrième terrasse.	III (vallées)				a ^{1a-4} Terrasse de Bruges	a ^{1d}	Terrasse de St-Même	Terrasse de Fouras + 6	a ⁴	90 Vilhon- neur	95 Moulin d'Ars	101 Brantôme	93 Antonne		100 Le Change	95 Confluent de	95 la Corrèze	95 Confluent de l'Ouyse		95 Luzech	Elephas primigenius. Éclats levalloisiens et moustériens. Galets de granite, de quartz.	Normannien. Monastirien. Würmien. Prélandrien. Levalloisien. Moustérien.
Première terrasse de remblaiement.					Terrasse non inondable	Terrasse a2 ^a inondable ?		Terre de bri	b ¹			40 St-Aulaye	50 St-Astier					45 Mauzac			Terre de bri. Argile à scrobiculaires. Poteries néolithiques. Sables, graviers, galets calcaires.	Néolithique. Flandrien.
Deuxième terrasse de remblaiement.					Terrasse inondable	a ^{2b}			b ²												Argile des « mattes ».	v ^e siècle, Dun- kerquien.

gradins faiblement inclinés dans la roche en place, puis le cours d'eau, selon son débit, selon sa charge en alluvions et selon sa pente, les a recouverts de sables, de graviers et de cailloux.

3° *Elles traduisent des soulèvements massifs
du socle continental,*

a) *Du Sud-Ouest vers le Nord-Est.* — Si l'on recherche les causes de ces arrêts et de ces reprises de l'érosion, on peut les découvrir dans l'étude du profil en long actuel des terrasses et dans la nature des dépôts qui recouvrent leurs gradins. Si, comme le pensent certains géographes et certains géologues, les vagues d'érosion avaient été déchainées de l'aval vers l'amont par un abaissement du niveau marin, le socle continental demeurant stable, les divers profils en long des terrasses convergeraient vers l'amont et divergeraient vers l'aval; ils se rapprocheraient tous d'un profil d'équilibre dont le niveau de base serait situé au-dessus de la ligne des rivages actuels. Or, il n'en est rien; si les terrasses convergent, dans une certaine mesure, vers l'amont par suite des hausses successives du lit actuel des cours d'eau sous l'influence de ruptures de pente produites par des reprises d'érosion, elles convergent également vers l'aval en un point situé au large des côtes actuelles de l'Océan Atlantique (fig. 49 et 50); les talus rocheux qui les séparent diminuent de hauteur à mesure que l'on se rapproche de la Mésopotamie bordelaise. La théorie de l'eustatisme ne permet pas de rendre compte de cette convergence des terrasses quaternaires, convergence qui implique un niveau de base à peu près fixe.

Au contraire, si l'on admet que la forte inclinaison actuelle de a. 1, a. 2, a. 3 et même a. 4 est le résultat d'un soulèvement du socle continental, postérieurement à la formation des terrasses, la disposition de leur profil en long s'éclaire avec netteté. Sous l'influence de poussées latérales, le Massif Central et sa bordure occidentale ont subi une série de hausses de quelques dizaines de mètres au maximum. Aussitôt, à chaque soulèvement, les cours d'eau, stimulés par une pente plus rapide, ont travaillé pour retrouver leur profil d'équilibre; des biefs, çà et là, ont déterminé des niveaux de base locaux, mais les vagues d'érosion, parties de l'aval et prenant de plus en plus d'ampleur vers l'amont, nivelaient de nouveau le lit des cours d'eau, coupant les barres rocheuses, raccordant les biefs, creusant à l'intérieur des terrasses précédentes des vallées étroites, jusqu'au moment où l'équilibre existait de nouveau entre la force d'érosion de la rivière et la résistance de son fond rocheux. A ce moment-là, le sapement latéral l'emportait sur le creusement vertical; la vallée s'élargissait et les gradins d'érosion reculaient vers les anciens versants. Toutefois, si le relèvement du socle continental se poursuivait lentement, ou bien si une augmentation du débit du cours d'eau, sous l'influence du climat, ranimait sa puissance érosive, au sapement latéral s'ajoutait un faible creusement vertical, et le gradin d'érosion, au lieu d'être horizontal dans le sens transversal, s'inclinait légèrement vers le lit de la rivière. A chaque crue, des alluvions étaient déposées sur la roche en place et

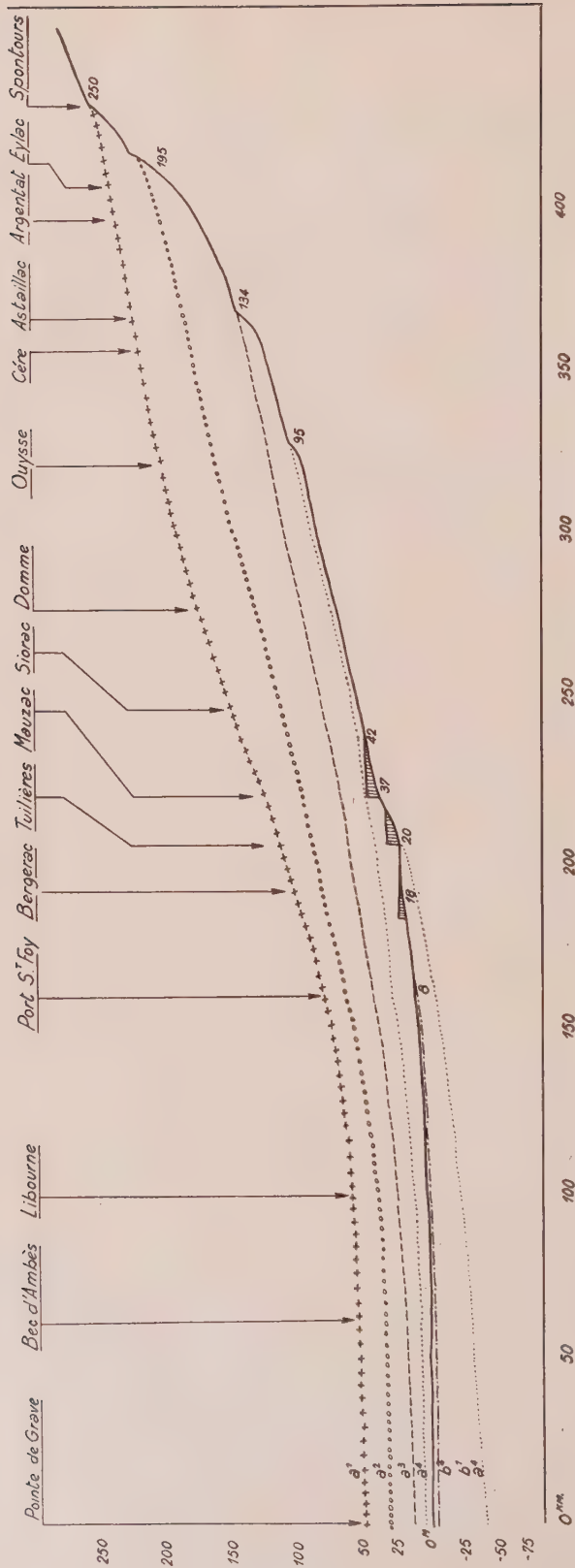


Fig. 49. — PROFIL LONGITUDINAL DE LA DORDOGNE ET DE SES TERRASSES QUATÉNAIRES ET PLIOCÈNES.

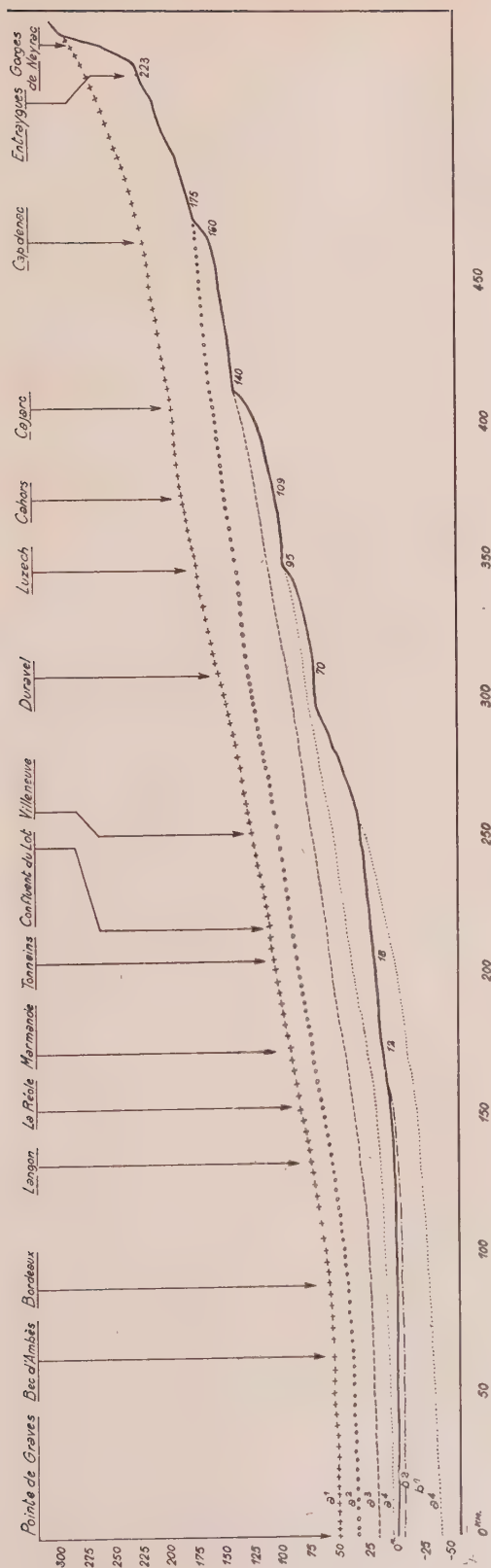


Fig. 50. — PROFIL LONGITUDINAL DE LA GARONNE ET DU LOT ET DE LEURS TERRASSES QUATERNAIRES ET PLIOCÈNES.

formaient peu à peu une couverture dont la hauteur était limitée par le niveau des plus hautes eaux. Ces dépôts étaient d'autant plus abondants que les eaux étaient plus chargées en débris de roche arrachés au Massif Central. C'est ainsi que les débâcles glaciaires favorisaient la formation d'épaisses couvertures de graviers et de sables sur les terrasses acheuléennes et moustériennes, qui correspondent aux glaciations de Riss et de Würm. Mais une débâcle glaciaire n'est pas indispensable pour déposer des alluvions sur les terrasses pliocènes et quaternaires; il s'en dépose de nos jours, au moment de chaque crue, sans l'intervention d'une glaciation. Ainsi n'est-il pas nécessaire de supposer que les terrasses les plus élevées a. 2 et a. 1 correspondent aux glaciations incertaines de Mindel et de Günz; elles s'expliquent suffisamment à l'aide de mouvements épéirogéniques accompagnés de dépôts alluviaux au moment des grandes inondations. De sorte que si les influences climatiques ne doivent pas être négligées, elles n'ont pas cependant l'importance des influences tectoniques dans le Nord du Bassin Aquitain, depuis la fin du Pliocène, pour le creusement des vallées.

b) *Du Nord-Ouest vers le Sud-Est.* — On ne doit pas cependant envisager les déformations des terrasses quaternaires comme une simple accentuation de la pente du Nord-Est vers le Sud-Ouest. Il s'est produit, en outre, dans le « Golfe girondin », des mouvements tectoniques qui, en pleine période quaternaire, rappellent les dénivellations armoricaines et varisques des surfaces d'érosion tertiaires et secondaires. Mais comme ces mouvements n'intéressent plus le Périgord, nous n'y insisterons pas [119]. On retiendra plutôt le gauchissement subi par l'ensemble de la région périgourdine, et par conséquent par les terrasses fluviales du Sud-Est vers le Nord-Ouest, gauchissement semblable à celui que l'on a relevé à maintes reprises dans les niveaux d'érosion et les pénéplaines des ères antérieures [210, 211]. Il se traduit par la diminution de l'altitude absolue des terrasses du Sud-Est au Nord-Ouest, parallèlement à la bordure des terrains cristallins du Limousin méridional; en particulier, a. 1, sur la Dordogne, près de Souillac, est à 190-200 mètres; sur l'Isle, en amont de Périgueux, il n'est plus qu'à 170-180 mètres; sur la Dronne, à Tocane, il descend à 170 mètres, et sur le Bandiat, en aval de Varaignes, il tombe à 160 mètres. Ainsi, deux mouvements ont influé sur le travail d'érosion des cours d'eau. Le premier du Nord-Est au Sud-Ouest, en accentuant leur pente normale, a déterminé des vagues d'érosion qui ont cheminé de l'aval vers l'amont. Le second a fait basculer vers le Nord-Ouest l'ensemble de la région, mais avec une plus faible intensité. On peut se demander toutefois quelle a été l'influence, sur la formation des terrasses, de l'inclinaison générale de la région vers le Nord-Ouest, et comment ont réagi les cours d'eau périgourds sollicités à la fois vers le Sud-Ouest et le Nord-Ouest. Au cours de l'ère tertiaire, sur la couverture meuble du sidérolithique et des sables du Périgord, ils ont pu prendre une orientation Est-Ouest, qui était un compromis entre la double pente du socle continental; le Bandiat a même abandonné son cours conséquent à la sortie des granites du Nontronnais, pour s'infléchir vers

le Nord-Ouest et devenir un cours d'eau subséquent. Mais dans l'étreinte des berges, de plus en plus élevées et constituées par des calcaires très durs, comment se sont comportés les cours d'eau périgourdins depuis la fin de l'ère tertiaire?

Dans l'ensemble, ils ont conservé les tracés des vallées imposés par les déformations des niveaux d'érosion sidérolithique et préstampien. Seules, les adaptations locales, surtout pour les petits cours d'eau, des coudes brusques mais limités et de nombreux méandres ont été imposés par la structure du substratum et seront examinés dans l'analyse du relief structural. Néanmoins, toute trace d'une poussée vers le Nord-Ouest n'a pas disparu des vallées périgourdines au cours de l'ère quaternaire. Elle se reflète dans la répartition des terrasses le long de la Dordogne, de l'Isle et de la Dronne; non point dans leur cours moyen, où les rivières ont été maintenues en place comme par un corset de pierre, mais dans leur cours inférieur, en aval de Mauzac pour la Dordogne, de Mussidan pour l'Isle et de Tocane-Saint-Apre pour la Dronne, là où les cours d'eau coulent au milieu d'un matériel assez tendre : mollasses du Bergeracois et sables argileux du Landais et de la Double. Ainsi, à l'Ouest de Mauzac, et surtout près de Bergerac et jusqu'au Bec d'Ambez, les principales terrasses de la Dordogne, et en particulier la terrasse acheuléenne, se trouvent situées sur la rive gauche. Les terrasses de la rive droite sont réduites à de minces lanières et le cours d'eau vient souvent frapper de ses flots le versant escarpé de la vallée, dépouillé en ce point de tout replat par l'érosion fluviale. Semblable constatation peut être faite le long de la Dronne, où les terrasses a. 3, a. 2 et a. 1 sont bien développées au Sud de Tocane et manquent, ou sont très réduites, sur la rive droite. Pour l'Isle, en aval de Mussidan, la terrasse acheuléenne présente la même dissymétrie, qui se répète pour les terrasses plus élevées. Toutefois, la force d'attraction de la Dordogne a été assez forte pour maintenir vers le Sud-Ouest le point de confluence de la Nizonne, de la Dronne et de l'Isle; cette orientation était imposée à la fois par la zone de subsidence du « Golfe girondin » et par l'obstacle des calcaires maestrichtiens et campaniens des Charentes, maintenus assez élevés par l'anticlinal de Jonzac. Pour abandonner la Dordogne et couler vers la Charente, la Dronne et l'Isle auraient dû tracer leur vallée à travers un substratum trop résistant, où un accident hercynien consolidé gênait toute subsidence. D'ailleurs, si l'on en juge par l'épaisseur actuelle des sables du Périgord et des graviers pliocènes, au Nord-Ouest de Coutras et de La Roche-Chalais, leur couverture n'était pas suffisante pour voiler le socle crétacé. Influences structurales et mouvements tectoniques ont donc joué pour maintenir vers le Sud-Ouest le confluent de l'Isle et de la Dordogne.

Il n'en est pas moins évident que les cours d'eau périgourdins ont subi une certaine attraction vers le Nord-Ouest, et ils y ont répondu en glissant sur leur thalweg, de leur rive gauche vers leur rive droite, en particulier dans les terrains meubles de la Double et du Landais. Semblable effet se retrouve dans la Garonne inférieure et la Gironde. M. A. Fabre a montré dans le Médoc les déplacements récents, depuis la fin du Tertiaire, de l'embouchure de la Garonne dans l'Océan Atlanti-

que [119]. Presque constamment, ils se sont produits du Sud vers le Nord, jusqu'au moment où la Garonne a capturé ou rencontré la Dordogne pour former la Gironde. L'estuaire actuel traduit également, par sa forme et son orientation, la poussée des eaux fluviales vers le Nord-Ouest; sans doute est-il établi sur des accidents tectoniques sud-armoricains; il n'en possède pas moins une rive droite escarpée, sans larges terrasses quaternaires, tandis que sur sa rive gauche s'étalent, très loin vers le Sud, ses anciens lits encombrés d'alluvions. S'il ne s'est pas déplacé davantage vers le Nord-Ouest et le Nord-Est, c'est à cause de l'obstacle que lui ont opposé les calcaires crétacés de l'anticlinal armoricain de Gémozac.

*4° Permanence du style tectonique
dans le relief cyclique périgourdin.*

Ainsi se traduisent toujours, jusqu'à une époque géologique fort récente, dans le réseau hydrographique et dans la morphologie du Bassin Aquitain septentrional, les déformations tectoniques que l'on a décelées dès l'aurore de l'ère primaire, dans les terrains cristallins du Limousin méridional. C'est toujours le même style tectonique qui s'impose, avec des accidents orthogonaux, les uns d'orientation varisque ou calédonienne, les autres d'orientation armoricaine. Ils créent les uns et les autres des zones de subsidence qui vont sans cesse en se réduisant, jusqu'à se limiter à la région du Bassin d'Arcachon. Ils ont joué de temps à autre sous l'influence de poussées latérales issues des Alpes et des Pyrénées et transmises lentement à travers le Massif Central et les plaines garonnaises, et ils ont imposé à la région une double pente, la plus importante vers le Sud-Ouest, la plus faible vers le Nord-Ouest. Terrasses récentes, niveaux d'érosion tertiaires, pénéplaines secondaires et primaires reflètent dans leur allure actuelle les influences de l'orogénèse aquitaine, et on s'exposerait à de graves mécomptes si l'on n'envisageait pas l'influence complexe, mais réelle, de toutes ces causes tectoniques sur la formation du relief cyclique périgourdin.

§ IV. — SOLIFLUCTION ET REMBLAIEMENTS RÉCENTS ^(a)

1° LES ÉBOULIS : LEUR STRUCTURE.

Quelques épisodes de la formation du relief périgourdin ne se rattachent pas directement à l'érosion cyclique qui, à diverses reprises, a tendu au nivellement de la région; ils n'appartiennent pas non plus aux phénomènes de décomposition chimique et de ruissellement qui ont mis en valeur les différences de structure dans le matériel sédimentaire et cris-

(a) Ce paragraphe aurait pu être plus développé et comprendre des vues sur les formations morphologiques périglaciaires du Périgord. Mais, d'une part, la région n'est pas très riche en dépôts de ce genre et, d'autre part, de telles recherches ont paru sortir du cadre de cette étude consacrée à la géographie régionale et non à la géographie générale.

tallin du substratum périgourdin. Ils s'apparentent plutôt aux influences géologiques qui ont altéré la surface des strates crétacées et jurassiques pour les transformer en sables et en argiles, ou qui ont recouvert de dépôts alloènes les sommets des plateaux ou les surfaces des terrasses. Ils se rapportent à des masses de débris qui encombrant encore les pentes et les vallons du Périgord, qui cachent sous leur amoncellement le fond des vallées, les ruptures de pente au flanc des collines ou les aspérités qui parsèment les hauteurs. La carte géologique au 1/80.000^e, quand elle les signale, les désigne sous la dénomination générale d'éboulis; mais ce terme est vague et recouvre des formations très différentes.

On peut en signaler de nombreux exemples à travers la région. Déjà, on a décrit, sur les terrasses de la vallée de l'Isle, de vastes cônes de déjection en face de chaque vallon latéral; ils sont constitués par des argiles rougeâtres de décalcification enrobant des pierrailles arrachées aux bancs calcaires. Leur présence altère l'allure horizontale des terrasses et fait apparaître sur leur profil en long une ondulation d'autant plus marquée qu'on est plus près de l'entrée du vallon. Entre la Beaumont de Chancelade et le Pas-de-l'Anglais, à l'Ouest de Périgueux, la route qui passe au Nord de Salegourde et de Charcuat coupe plusieurs de ces cônes [2]. Mais on pourrait en signaler d'autres le long de la vallée de l'Isle, entre Neuvic et Saint-Astier, ou bien sur la Dordogne, entre Mauzac, Lalinde et Mouleydier. On constate d'ailleurs qu'ils correspondent à des vallons secs, de petites dimensions, que les Périgourdiens appellent des « combes ».

Le long des pentes des collines, d'autres dépôts recouvrent les calcaires crétacés. Des carrières, à Saint-Cyprien, à Badefols-de-Mauzac ou bien à Chancelade, près de Périgueux, permettent d'en étudier la structure. Ce sont des éboulis arrachés aux pentes supérieures et accumulés au pied des croupes. Ils ont simplement glissé et se sont accumulés sur plusieurs mètres d'épaisseur, cachant la roche en place et atténuant l'aspect des formes du relief. Les calcaires gélifs du Campanien, du Ligérien, dans le Crétacé, et les marnes du Virgulien, dans le Jurassique, sont particulièrement favorables à la constitution de ces dépôts des pentes inférieures. Le profil des collines, dans les régions où ces roches dominent, prend l'allure caractéristique des « downs »; la partie supérieure, où affleure directement la roche en place, est convexe; la partie inférieure, cachée sous les amas de pierres, souvent solidifiées par des ciments calcaires, prend une allure concave et cache de petits escarpements, des cavités qui, débayées, donneraient du pittoresque au relief.

Si l'on pénètre dans les vallées et les vallons, on constate également que le fond des thalwegs est garni de dépôts arrachés aux pentes voisines. Ainsi, dans la région de Trémolat, le vallon qui débouche dans la vallée de la Rège, entre les Mathes et la Queyrie, descend des Viaunex en passant au pied des hameaux du Puch et des Naudoux (carte IX, p. 216). En aval du Puch, il est parfois occupé en hiver par un ruisseau intermittent. Mais en amont, il n'est jamais suivi par un cours d'eau à ciel ouvert. Cependant, le fond plat, occupé par des prés ou des champs, ne coïncide pas avec le sous-sol rocheux, que les puits ne rencontrent qu'à 5 ou 6 mètres de profondeur. Ce fond de thalweg est constitué par des terres

argileuses, du sable et des fragments de roche calcaire; ce sont les débris des versants voisins qui s'y sont accumulés. On ne peut y déceler la trace de matériaux de transport provenant de régions lointaines.

Quelques vallées, où subsiste toujours un petit cours d'eau, présentent également des caractères qui les distinguent de l'ensemble des vallées à terrasses du Périgord. On peut citer, par exemple, la vallée du Blâme entre Brouchaud et Laboissière-d'Ans, et celle de la Beune des Eyzies entre son confluent avec la vallée de la Vézère et la région de Tamniès (photo XV). Ces deux vallées, assez larges, encadrées de pentes vives et même d'escarpements, sont comblées sur 12 ou 15 mètres d'épaisseur par des dépôts fortement calcaires, mais où se conservent des traces de racines et de branches dans la partie supérieure. Leur pente est insignifiante; des marécages les encomrent et, vers l'aval, au point où elles débouchent dans la vallée principale, subsiste une sorte de gradin où les ruisseaux tombent en cascade. Aux Eyzies, comme à Laboissière, d'anciennes forges, puis des moulins ont utilisé ces chutes.

Enfin, sur les hauteurs qui nivellent si fréquemment les collines périgourdines, dans la région de Champcevinel, au Nord de Périgueux, aussi bien qu'à Saint-Cernin-de-l'Herm, près de Villefranche-du-Périgord, on découvre çà et là des cavités garnies de sables et d'argiles fortement lessivés et parsemés de débris calcaires. Dans la région de Sainte-Sabine, à la surface du plateau de Larocal, s'étalent des dépôts où, sans ordre, s'accumulent des argiles blanchâtres, des blocs de pierre, des lits de sable. Ailleurs, sur les replats tertiaires qui dominent la vallée de la Dordogne entre le Coux et Saint-Cyprien, ou bien au-dessus de la vallée de la Vézère, entre le Bugue et les Eyzies, les dépôts de couverture ne sont pas seulement constitués par des sables ou des graviers transportés du Massif Central, ou bien par des argiles de décalcification mêlées de silex; il se mêle à la couche superficielle du sol des éléments d'une grande finesse, qui donnent des terres légères, mais fertiles, de teinte claire, qui font songer aux limons des plateaux de Picardie et de Beauce. En tout cas, les aspérités de la roche et les cavités disparaissent sous ce manteau de cailloutis et de calcaires altérés, de sables et de limons de provenance variée.

Ainsi, en maints endroits, le relief actuel du Périgord n'est pas formé par la roche en place. Des dépôts la recouvrent, effaçant ses accidents. Ce sont non seulement les dépôts tertiaires des niveaux d'érosion et les alluvions des terrasses quaternaires, mais aussi des masses de débris d'origine locale, disséminés çà et là au fond des vallons, au pied des pentes, sur les sommets des plateaux. Discontinus, sans lien apparent les uns avec les autres, ils entrent dans la catégorie des éboulis en général, mais leur rôle dans le relief est assez important pour retenir l'attention. Sans doute, dans certains cas, comme celui des débris accumulés au pied des collines calcaires du Campanien, les influences structurales jouent un rôle important qui justifiera l'étude de ces formations superficielles avec l'analyse du relief structural. Néanmoins, leurs analogies avec les dépôts continentaux de l'ère tertiaire et les couvertures alluviales du Quaternaire permettent de les envisager ici, à la fin de l'étude du

relief cyclique, comme le complément normal des surfaces d'érosion sur lesquelles ils reposent.

2° L'ÂGE DES ÉBOULIS ET LEUR MODE DE FORMATION.

Contrairement à ce que l'on pourrait croire, l'âge de ces dépôts est facile à déterminer dans ses grandes lignes. Dans la vallée de la Beune, au pied de Laussel, ils recouvrent des gisements appartenant au Magdalénien, c'est-à-dire au Paléolithique supérieur. Au pied des escarpements des Eyziez, des brèches, constituées par de menus fragments de roche soudés par un ciment calcaire, contiennent des lames à encoches qui datent de l'Aurignacien ou du Solutréen [218]. Sur le plateau de Larocal, beaucoup de dépôts de surface sont riches en silex taillés et même en haches polies [61]. Dans la vallée du Blême, près de la Boissière, abondent les débris de poterie et de tuile; d'une manière générale, tous ces dépôts datent au plus tôt du Paléolithique supérieur, et beaucoup d'entre eux sont du Néolithique et même de l'époque historique.

Si on examine de plus près leur contexture, on remarque qu'ils ne sont pas stratifiés, mais qu'ils ont raviné le substratum sur lequel ils reposent et qu'ils comprennent dans leur masse des poches de débris, des blocs et des pierrailles qui ont glissé au milieu du dépôt, jetant au sein de ces accumulations de matériaux très divers un grand désordre qui ne s'explique ni par une chute régulière des fragments de roche, ni par le ruissellement, qui donnerait des lits entrecroisés, ni par la sédimentation au fond d'un lac ou d'un cours d'eau tranquille. Ces dépôts ne se sont constitués ni dans un milieu sec, ni dans une rivière, ni dans des étangs. Bouleversés et laminés comme une pâte triturée, ils ressemblent aux dépôts de « head » que M. Guillien a signalés sur les bords de la Charente et M. Papy sur les rivages de l'Atlantique. M. Clozier en a également décrit dans les Causses, et M. Perpillou dans la Montagne limousine.

Leur âge et leur structure permettent donc d'attribuer ces dépôts à des phénomènes de glissement, peut-être par solifluction, qui se seraient produits à la fin du Paléolithique supérieur, durant la période qui vit la fin de la glaciation würmienne. Malgré les recherches des géologues et des préhistoriens, rien de semblable n'a pu être mis en évidence pour les périodes antérieures. Sans doute y eût-il des dépôts de « head » pendant la glaciation rissienne, et les fonds des vallées furent également encombrés d'éboulis pendant l'Acheuléen; mais il n'en reste pas de traces apparentes. Ils ont été probablement enlevés par le ruissellement intense qui précéda et prépara la glaciation würmienne. Comme on l'a vu plus haut, les hommes du Moustier s'établirent sur le fond rocheux et lessivé des vallées, auprès des cours d'eau rendus indigents par des froids secs. Mais quand se produisirent les débâcles würmiennes, surtout pendant le Paléolithique supérieur, où l'étude attentive des débris accumulés par les hommes de l'Aurignacien et du Magdalénien révèle des alternances de froid sec et de froid humide, sous l'influence de la gelée qui créait un sous-sol glacé analogue au tjàle des régions arctiques, les pentes des collines, les escarpements des vallées et les replats des plateaux s'écaillèrent

en pierrailles et en cailloutis, que les eaux souterraines consolidaient parfois en se prenant en blocs de glace. Au moment des dégels superficiels, ces masses glissèrent sur la roche en place et les unes sur les autres et s'accumulèrent au pied des coteaux, dans le fond des vallons ou dans les cavités karstiques des calcaires jurassiques et crétacés. De nombreux remaniements, relevés dans les argiles du sidérolithique, dans les sables du Périgord et dans les graviers pliocènes, datent de cette époque. On est parfois étonné de trouver, autour de Belvès en particulier, à Sagelat ou à Prat-de-Carlux, des nappes de sables et d'argiles rougeâtres au fond des vallées, à une altitude inaccoutumée. Elles proviennent de glissements qui se sont produits, sous l'influence de l'eau et du gel, du haut des collines dans le fond des ravins. Dans le Nord de la région, entre Thiviers et Brantôme [3], des reliefs différenciés ont été également enrobés de dépôts oligocènes, car ceux-ci, très abondants sur les hauteurs, où ils s'étaient conservés, comme on l'a vu plus haut, faute d'une érosion assez vigoureuse, sont descendus le long des pentes, comme une masse pâteuse, sous l'influence du gel ou du dégel.

La siffluction ou le ruissellement ne rendent pas compte néanmoins de tous les dépôts de remaniement qui s'étendent dans les vallées et sur les replats du Périgord. En particulier, la présence de limons mêlés aux argiles sidérolithiques et aux sables préstampiens de la région du Bugue et de Saint-Cyprien, et qui déterminent des sols très fertiles autour des hameaux populeux de Lanceplaine et de Vermant, ne sauraient s'expliquer par des apports locaux [6]. On est tenté d'y voir des formations éoliennes analogues au lœss des grandes plaines européennes. Durant les périodes froides et sèches qui succédèrent à l'établissement des glaciers de Würm, et qui caractérisent le climat de la plus grande partie du Paléolithique supérieur, les vents, chargés de poussières enlevées aux complexes fluvio-glaciaires de l'Europe septentrionale, portèrent jusqu'en Périgord de fines particules de limon et les déposèrent en très mince pellicule sur l'ensemble de la région, et plus particulièrement sur les replats, où, par suite d'un sol déjà profond, pouvait s'étendre un tapis d'herbes hautes. Là, seulement, ils se sont conservés en quantités appréciables. Ailleurs, les eaux de ruissellement les ont balayés.

Enfin, le remblaiement récent de quelques petites vallées, comme celles du Blâme, de la Beune inférieure ou de la Pude, près de Verteillac, procède encore d'une autre cause [3, 5]. Les ruisseaux qui les drainent ont des eaux très riches en calcaires. Les branches et les herbes qui y plongent s'enrobent d'une gaine de carbonate de calcium, qui se dépose avec d'autant plus de rapidité que les eaux qui le tiennent en dissolution sont plus agitées; elles se libèrent ainsi du gaz carbonique qui leur a permis de dissoudre le calcaire, et celui-ci se dépose par sursaturation; ou bien, au contact d'objets déjà recouverts d'une mince couche de chaux, se produisent des phénomènes de précipitation. Quoi qu'il en soit, il s'est formé, auprès du confluent de ces ruisseaux et du cours d'eau principal, des bancs de tuf sur lesquels les eaux se brisent en cascades. A l'origine, il dut y avoir en ces points de légères ruptures de pente, ou bien simplement des troncs d'arbres ou des barrages artificiels, et ces obstacles ont

déclenché la formation d'un accident rocheux qui obstrue la vallée. Ce processus est particulièrement net au débouché de la Beune dans la vallée de la Vézère, aux Eyzies, et du Blâme en amont de la Boissière. En arrière de ces barrages, devenus des obstacles naturels, se sont accumulées les alluvions du cours d'eau; des marécages se sont étalés, avec des roseaux et même des sphaignes le long de la Pude; l'accumulation d'humus, de tourbe, de débris végétaux enrobés de calcaire, de tuf, et d'éboulis a comblé et continue à combler ces vallées obstruées. Ce travail s'effectue encore sous nos yeux. Voilà cinquante ans, la vallée de la Beune, entre les Eyzies et Tamniès, était couverte de champs et de prairies, et le ruisseau coulait dans un lit bien tracé. Mais, faute d'entretien, le chenal s'est obstrué. Vers l'aval, le barrage s'est exhaussé, et peu à peu il a fallu abandonner les champs inondés; les prairies se sont couvertes de mousses, de carex et de roseaux, et les paysans ont dû laisser aux mauvaises herbes des terres pourtant si fertiles qu'ils les consacraient souvent à la culture du chanvre. Des travaux de drainage entrepris récemment dans la vallée de la Beune ont eu pour but essentiel la reconstitution d'un lit bien encaissé pour le cours d'eau. Mais les résultats ne seront durables que si l'on ouvre dans les barres calcaires de l'aval des tranchées profondes par où les eaux pourront s'écouler librement. Faute d'avoir eu recours à cette opération radicale, le drainage de la vallée du Blâme, entrepris il y a un demi-siècle, n'a pas abouti à des résultats satisfaisants.

Ainsi s'expliquent, à côté des nappes alluviales des terrasses, les multiples dépôts de pente, de croupe et de vallon qui parsèment le Périgord. Ils sont un aspect atténué des phénomènes d'accumulation qui, au cours de l'ère tertiaire et au Quaternaire, ont recouvert à maintes reprises le Périgord d'un manteau d'argile, de sable, de graviers, de galets ou de limon. Ils se sont formés tout récemment, et même sous nos yeux. Avec eux se termine l'ensemble des phénomènes morphologiques qui, au cours des derniers temps géologiques, ont façonné le relief actuel du Périgord et qui ont créé, en particulier par le creusement des sillons fluviaux, un profond contraste entre les collines et les vallées, trait essentiel de la topographie périgourdine.

DEUXIÈME PARTIE

LE RELIEF STRUCTURAL DU PÉRIGORD

CHAPITRE PREMIER

CARACTÈRES GÉNÉRAUX

1^o VARIÉTÉ DE LA TOPOGRAPHIE PÉRIGOURDINE.

Comme nous l'avons souligné dans la première partie de cet ouvrage (page 25), le relief périgourdin présente dans ses grandes lignes une certaine monotonie. Les surfaces planes ou légèrement vallonnées, les lignes horizontales fuyant vers le lointain, les gradins de terrasses ou les couloirs d'érosion aux flancs des vallées dominant dans le paysage et reflètent la prépondérance des influences cycliques (photos V et X).

Toutefois, quand on parcourt les collines et les plateaux du Sarladais ou du Bergeracois, quand on pénètre dans les vallées de la Dordogne, de la Vézère ou de l'Isle, les détails de la topographie paraissent très variés. Tantôt les trouées des rivières s'ouvrent larges et rectilignes, en aval de Mauzac, sur la Dordogne, et de Mussidan, sur l'Isle; tantôt elles s'incurvent en sinuosités capricieuses le long des méandres de la Vézère, aux Eyziez, et de la Dronne, entre Brantôme et Bourdeilles. Parfois les versants des vallées s'évasent en pente douce autour de Bergerac et de Montpon; parfois ils se redressent en corniches pittoresques à Beynac et au Moustier, ou bien ils se resserrent pour dessiner une gorge étroite dans les roches cristallines de Lanouaille et de Jumilhac.

Sur les collines, la même diversité frappe le regard. Autour de The-non, des surfaces calcaires, parsemées de dolines et de vallées sèches, évoquent le Quercy tout proche; au Nord de Thiviers et de Saint-Pardoux, les lourdes masses de granite et de gneiss annoncent les hauteurs du Limousin. La Double et le Landais étalent, sous d'épaisses frondaisons, les molles ondulations de leurs sables argileux. Au Sud de Bergerac, l'érosion différentielle a finement ciselé, dans les mollasses et les calcaires, des

buttes, des escarpements et des côtes (photo XLII). Dans le Sarladais, les grès coniaciens s'effritent en gros blocs au pied des escarpements ruiniformes, tandis que les marnes campaniennes de Ribérac découpent sur le ciel des profils convexes de « downs » (photo XXV).

Mais dans cette extrême variété de formes, un élément majeur du paysage topographique permet d'introduire de l'ordre et de créer des catégories. Avec la même vigueur que dans les traits généraux du relief cyclique, les vallées s'opposent aux plateaux, les trouées des rivières au moutonnement des collines; c'est dans ce contraste que réside en partie l'originalité du relief structural périgourdin. Mais d'autres influences interviennent pour diversifier la morphologie de la région, et il convient de les analyser rapidement en fonction du creusement des vallées.

2° LES CAUSES DE VARIÉTÉ DANS LE PAYSAGE TOPOGRAPHIQUE PÉRIGOURDIN.

L'infinité diversité des formes de détail dans le relief périgourdin provient en effet, avant tout, de la réaction du substratum rocheux aux diverses forces d'érosion, et en particulier au ruissellement et à la morsure des cours d'eau. Les granites compacts et homogènes du Nontronnais se laissent moins aisément pénétrer par les eaux atmosphériques que les grès calcaires du Sarladais : les argiles sableuses de la Double et les mollasses du Bergeracois résistent moins longtemps au ruissellement que les dolomies et les calcaires magnésiens de la région de Saint-Alvère et de Thenon. Chaque roche réagit selon sa structure et crée ainsi des formes originales. Le tracé même des cours d'eau, s'il obéit, comme on l'a vu précédemment, dans ses grandes lignes à la tectonique de la région, se plie dans le détail à l'influence des terrains qui l'encadrent; certaines roches permettent aux vallées de s'élargir et de prendre de l'ampleur; d'autres, au contraire, les obligent à s'incurver, à se restreindre à une étroite coupure sinueuse; il existe en effet, dans le sol périgourdin, des *terrains à méandres*, qui associent leurs effets à ceux des aires de subsidence pour contraindre les cours d'eau à vibrer çà et là en courbes plus ou moins régulières.

Bref, tandis que le réseau hydrographique pénétrait dans l'intérieur du substratum cristallin et sédimentaire du Périgord, se dessinaient des formes de relief très variées, reflet de la structure des roches environnantes. Cette évolution a débuté sans doute dès le début du Tertiaire, dès la formation des premières surfaces d'érosion. Comme on le verra plus loin, quelques lignes de côtes, entre Périgord et Quercy, auprès de Cazals [9], encore mal dégagées des dépôts sidérolithiques, peuvent être considérées comme des reliefs structuraux fossilisés. De même, des buttes de roches dures sur les plateaux du Périgord septentrional doivent être des reliefs résiduels des premières surfaces d'érosion (photo I). Mais ce sont des exceptions; les diverses vagues d'érosion ont fait sauter les accidents du relief dus à l'inégale résistance des roches, de sorte qu'à la fin du Tertiaire, quand le cycle mio-pliocène a eu terminé son œuvre, les surfaces d'érosion l'emportaient, et de beaucoup, dans le paysage morphologique, sur les accidents dus à la structure. C'est au cours du creuse-

ment des vallées quaternaires que le relief structural a pris toute sa valeur, soit en se dégageant des dépôts qui l'ensevelissaient, soit en surgissant du néant grâce à la sculpture des roches par l'érosion subaérienne. Un encaissement des vallées de plus de 120 mètres, à travers les sédiments tertiaires et secondaires et les roches métamorphiques, a mis en évidence les différences de structure des terrains cristallins ou sédimentaires : larges couloirs ou gorges étroites, plateaux perforés de cavernes ou collines escarpées ont ainsi dessiné leurs profils variés à travers le Périgord au moment même où les terrasses s'étagaient sur les versants des vallées. Pendant les périodes de stabilité, le relief cyclique tendait à gagner dans le paysage topographique, mais durant les périodes de creusement, les influences structurales reprenaient de l'avance, et c'est parce que, dans l'ensemble, au cours de l'ère quaternaire, le creusement linéaire des vallées l'a emporté sur l'usure latérale des versants, que le relief structural a introduit sa note pittoresque au milieu des grandes lignes monotones du relief cyclique.

3° RÉPARTITION RÉGIONALE DU RELIEF STRUCTURAL.

La répartition des diverses formes du relief structural est fonction de la répartition des divers terrains. En gros, on peut distinguer trois régions correspondant aux trois grandes zones de terrains [15]). Au Nord-Est, dans la région de contact du Périgord et du Limousin, ce sont les roches cristallines qui imposent leurs formes lourdes aux accidents secondaires de la topographie. Au centre, du Sarladais au Ribéracois, dominent les sédiments calcaires du Secondaire, lias, jurassique et crétacé, avec leurs plateaux parsemés de cavités, leurs collines sèches et leurs vallées sinueuses. Au Sud-Ouest, enfin, dominent les dépôts tertiaires : sables et argiles de la Double et du Landais, mollasses et calcaires du Bergeracois, avec un relief menu et extrêmement varié (carte I, p. 4).

Dans chacune de ces zones on peut encore distinguer des différences morphologiques dues à des variations locales dans le faciès rocheux : granites et gneiss dans le Périgord septentrional, marnes du Campanien et grès du Coniacien dans le Périgord central, argiles sableuses et arkoses du Périgord méridional ne se comportent nullement de la même manière à l'égard de l'érosion subaérienne qui a dominé en Périgord durant la fin du Pliocène et le Quaternaire. Aussi l'analyse du relief structural exige-t-elle une minutie et une précision qui correspondent à l'infinie diversité du paysage topographique, et doit-elle se diviser en autant de parties qu'il existe de zones structurales. On étudiera donc successivement le relief structural du Périgord septentrional, où dominent les roches cristallines, puis celui du Périgord central, avec ses calcaires du Jurassique et du Crétacé, et enfin on terminera par la topographie des terrains tertiaires de la Double et du Bergeracois.

CHAPITRE II

LE PÉRIGORD SEPTENTRIONAL

§ I. — VUE D'ENSEMBLE

1° SITUATION ET LIMITES (carte X, p. 395).

La situation et les limites du Périgord septentrional ont déjà été indiquées dans le premier paragraphe du chapitre II consacré au relief cyclique (p. 48). Il s'étend de Salagnac et de Payzac, au Sud-Est, jusqu'à Bussières-Badil, au Nord-Ouest [15]. Vers le Limousin, ses limites sont nécessairement indécises : les mêmes roches cristallines impriment partout les mêmes formes au paysage; on peut toutefois s'en tenir à une zone frontière passant par Champniers-Reillac, Firbeix, la forêt de Vieillecourt et Payzac. Vers le Périgord proprement dit, la limite est plus nette; elle s'arrête au contact des roches cristallines et des terrains sédimentaires, à Teyjat, Nontron et Saint-Pardoux: elle passe à 3 kilomètres au Nord de Thiviers, puis à Nanthiat, à Preyssac, à Cherveix et à Salagnac (carte X).

Au Sud du Bassin de Brive, on peut joindre aux terrains cristallins du Périgord septentrional le petit massif de Châtres, qui s'étend, en forme d'amande, de la Chapelle-Saint-Jean à Beauregard, et qui est constitué, comme la région de Saint-Mesmin, par des arkoses, des grès et des schistes et de Pensol au Sud de Nontron [1] et carte III, p. 50).

2° RÉPARTITION DES ROCHES.

La répartition des roches cristallines dans le Périgord septentrional règle la répartition des formes du relief structural issu de ces roches. Aussi importe-t-il d'en fixer les lignes essentielles. Un massif de granite affleure au Nord de Nontron. De forme vaguement quadrangulaire, il s'étend de Soudat à l'Age, au Nord-Est de Bussacrolles, de l'Age à Pensol et de Pensol au Sud de Nontron ([1] et carte III, p. 50).

Cette vaste masse granitique est entourée sur trois côtés d'auréoles de granulites et de micaschistes. Seul le côté orienté au Sud-Est, de Pensol à Nontron, intéresse le Périgord. La granulite y recouvre la plus grande

partie des communes de Saint-Saud-Lacoussière, de Champs-Romains et de Savignac-de-Nontron.

D'autres granites, transformés en porphyroïdes par un puissant métamorphisme, affleurent en longue bande, parfois interrompue, du Sud-Est de Thiviers aux hameaux de Sanas et de Bugeadas en Corrèze [4]. Entre Nantheuil et Prémillac, ils n'apparaissent que dans le fond des vallées, mais au Nord d'Excideuil et de Salagnac ils constituent les massifs d'Essaindiéras et du Puy-Cornu (336 m.) (carte III).

Entre les deux blocs granitiques de Nontron et d'Excideuil, dominent deux formations cristallines qui ne se distinguent que par un métamorphisme plus ou moins poussé [3]. Au Nord, ce sont les gneiss et les leptynites de Miallet à Angoisse par Chalais, Jumilhac et Sarlande. Ils poussent une pointe vers le Sud-Ouest, jusqu'aux approches de Saint-Martin-de-Fressengeas, et s'étendent largement vers Saint-Yrieix et Chalus. Au Sud, des schistes cristallins s'insinuent entre les porphyroïdes d'Essaindiéras et les gneiss de Sarrazac en une longue bande, très large au Sud-Est, de Cherveix à Payzac, où elle encadre le massif du Puy-Cornu, plus étroite entre Dussac et le Nord de Thiviers. Elle s'interrompt au Nord-Est de Saint-Martin-de-Fressengeas et reparait dans la granulite de Saint-Saud-Lacoussière en longues bandes orientées du Sud au Nord, autour des hameaux de la Vieille-Abbaye, de Lajaunie et du Pic. Selon le degré de métamorphisme, on y distingue des zones grossièrement orientées du Sud-Est au Nord-Ouest et comprenant des schistes satinés autour de Génis, des schistes sériciteux entre Sanas, Lanouaille et le Sud-Est de Thiviers, aussi bien que dans le massif de Châtres, au Sud-Ouest du Bassin de Brive; des phyllades entre Dussac et Sarrazac et autour de Sèzelard; des micaschistes à Payzac, Sarrazac et au Nord-Ouest de Saint-Martin-de-Fressengeas, dans les granulites.

Des filons d'épidiorite sillonnent les arkoses de Saint-Memin; des serpentines percent les gneiss de Saint-Paul-la-Roche, et des blocs de quartz émergent çà et là de toutes ces roches cristallines. Ces trois derniers minéraux, d'étendue assez réduite, n'en méritent pas moins l'attention à cause des accidents d'ordre structural dont ils sont l'origine, et qui seront signalés plus loin.

3° CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU RELIEF STRUCTURAL.

Dans l'ensemble, ces diverses formations cristallines se comportent d'une manière à peu près identique à l'égard des forces d'érosion. Constituées par des cristaux de quartz, de mica et de feldspath, tantôt disposés en feuillets dans les schistes et les gneiss, tantôt groupés en masses compactes dans les granulites et les granites, ces roches se réduisent, sous l'influence de l'érosion chimique, en sables et en argiles; elles se recouvrent ainsi d'une épaisse couche meuble que le ruissellement attaque avec violence et rapidité quand la pente le permet.

Mais, par leur structure interne, ces roches offrent également une grande homogénéité, et leurs éléments sont fortement liés les uns aux autres; elle ne sont donc pas susceptibles d'une désagrégation inégale,

laissant çà et là des blocs plus résistants au-dessus de masses décomposées. Leur compacité justifie au contraire la formation et le maintien, pendant de très longues périodes, des formes du relief cyclique. C'est dans le Périgord septentrional qu'il est le plus facile de déceler les divers niveaux d'érosion tertiaires.

Ainsi s'expliquent les plateaux subhorizontaux, aux formes lourdes, de Jumilhac, de Miallet et de Piégut-Pluviers, épaulés par de larges replats massifs qui s'élèvent de 300 à 500 mètres, comme d'immenses marches d'escalier. Mais à ces surfaces monotones s'oppose le tracé étroit des vallées, gorges profondes, parfois ténébreuses, que l'on ne devine pas toujours du haut des massifs qui les encadrent. Ainsi, l'Auvézère et son cortège d'affluents s'encaissent de plus de 150 mètres dans les plateaux de Saint-Memin et de Génis avant de s'épanouir autour de Cherveix. L'Isle se tord en méandres étroits au pied de Jumilhac et de Saint-Paula-Roche. En amont de Saint-Pardoux, la Dronne coule dans une gorge verdoyante et brumeuse que l'on soupçonne à peine de Champs-Romains et de Saint-Saud-Lacoussière. Contrairement aux vallées bien calibrées, larges et lumineuses des régions sédimentaires, les percées des rivières à travers les terrains cristallins du Périgord limousin révèlent un rude effort qui n'a pas toujours complètement abouti et qui crée un pittoresque contraste entre les hauteurs mamelonnées et largement étalées et les bas-fonds étroits où les eaux noires coulent de cascade en cascade sur des lits de galets. C'est le « relief en creux » caractéristique des massifs anciens rajeunis (photo XVI).

On a tôt fait de constater cette opposition et de l'attribuer à la nature des roches. On peut toutefois se demander pourquoi les roches cristallines du Massif Central sont plus favorables que les roches sédimentaires des pays du pourtour à la formation de ce relief particulier. On invoque d'ordinaire la dureté des terrains cristallins, résistant au ruissellement et à la morsure des cours d'eau de telle sorte que ceux-ci ne pourraient atteindre leur profil d'équilibre qu'en creusant d'étroits sillons au sein des roches compactes; au contraire, dans les calcaires et les marnes du Jurassique et du Crétacé, plus tendres, plus solubles, plus friables, plus faciles à désagréger que les granites ou les leptynites, les cours d'eau auraient moins de peine à atteindre leur profil d'équilibre et à faire reculer les versants de leur vallée.

Cette explication prête à critique. Si l'on ne considère que la résistance des roches aux érosions chimiques et subaériennes, on ne peut pas, d'un seul coup, ranger les sédiments secondaires parmi les roches tendres et les terrains cristallins parmi les roches dures. Sans doute le quartz du Puy-de-l'Ane, à l'Est de Savignac-Lédrier, est-il une roche très dure; mais les gneiss de Jumilhac-le-Grand, les phyllades de Dussac se présentent souvent sous forme de terrains assez tendres : en surface ils sont facilement réduits par les infiltrations à l'état de roche « pourrie ». De même, la granulite de Saint-Saud et les granites de Saint-Estèphe, s'ils présentent en profondeur une dureté remarquable, se désagrègent aisément en surface; sur des épaisseurs de 10 à 20 mètres, des arènes meubles recouvrent la roche saine. Par contre, les calcaires compacts du Jurassique au

Nord de Thenon, les grès dolomitiques du Coniacien autour de Sarlat et du Maestrichtien autour de Sainte-Alvère, offrent, même en surface, une très grande résistance à l'érosion. Les diaclases et les fissures qui les traversent, en favorisant l'infiltration, suppriment le ruissellement, qui est un facteur très important dans l'élargissement des vallées. Aussi, les sédiments calcaires dominant en Périgord, les cours d'eau devraient-ils traverser la région dans d'étroits cañons; cependant, c'est dans le Périgord sédimentaire que les vallées atteignent leur maximum de largeur, et dans le Périgord cristallin qu'elles sont le plus étroites.

Ainsi, malgré leur propriété de se désagréger aussi facilement que des grès ou des calcaires, les roches cristallines ne se prêtent pas à la formation d'un relief très aéré. D'autres éléments que la structure entrent donc en jeu, et il est nécessaire de pénétrer de plus près dans le processus des modes d'érosion qui viennent à bout des massifs cristallins et des collines sédimentaires pour expliquer l'opposition entre les profils transversaux des vallées limousines et des vallées périgourdines.

Ce qui différencie le plus des terrains sédimentaires les roches cristallines, c'est leur homogénéité sur de vastes étendues. Tandis qu'en l'espace de quelques mètres, parfois même de quelques décimètres, un horizon calcaire devient marneux, sableux et argileux, et perd ainsi très vite sa force de résistance à l'érosion, granites et schistes cristallins conservent leur structure sur des dizaines de kilomètres carrés en surface et des centaines de mètres en profondeur. En face de Dussac, les schistes satinés, les arkoses, les phyllades et les schistes sériciteux ont près de 8 kilomètres de largeur [3] et leur bande s'étend de la Corrèze à Thiviers; les granites de Nontron offrent la même structure dans tout un massif quadrangulaire de 16 kilomètres de côté. Ainsi, ces roches homogènes réagissent aux forces d'érosion de la même manière en profondeur et en surface, sans présenter au même degré les fissures et les zones friables qui altèrent les calcaires les plus compacts.

En outre, les roches cristallines subissent vivement en surface l'action chimique des eaux atmosphériques; cette action est d'autant plus vigoureuse que les feuilletés des gneiss et des schistes, souvent relevés jusqu'à la verticale, permettent aux infiltrations de pénétrer plus profondément dans la roche. Ainsi, les feldspaths sont dissous; les micaschistes, les gneiss et les phyllades se réduisent à l'état de terrain friable, de roche pourrie, et s'ensevelissent sous une nappe de sol argileux. Dans les granites et les granulites, les grains de quartz sont libérés, et une arène, épaisse de plusieurs dizaines de mètres, recouvre les masses rocheuses intactes.

Les terrains cristallins offrent donc en surface des formations très meubles et souvent perméables, et en profondeur des masses dures, compactes et homogènes. C'est cette structure secondaire qui les distingue des roches sédimentaires quant à leur comportement vis-à-vis de l'érosion des cours d'eau. En effet, les formations superficielles, qui recouvrent granites et gneiss, sont très sensibles à l'action du ruissellement si elles se trouvent près d'une pente; la moindre pluie d'orage déchaîne des ravinements dans les arènes du Nontronnais, au-dessus des grandes vallées. Mais sur les plateaux, par leur constitution même, elles sont propres à atténuer les

effets des eaux sauvages en favorisant les infiltrations jusqu'à la roche saine. Et c'est là, semble-t-il, que réside l'explication du relief en creux dans les massifs hercyniens.

En effet, dans les interfluves, malgré le manteau de sol meuble qui recouvre les plateaux de Piégut, de Miallet et de Lanouaille, le ruissellement n'agit guère; les eaux de pluie s'infiltrent rapidement dans le sous-sol, et ainsi se conservent indéfiniment les surfaces d'érosion tertiaires et les replats quaternaires sur les vieux plateaux du Périgord limousin. Au contraire, dans le lit des cours d'eau et sur les versants des vallées, les effets du ruissellement sont très intenses; à mesure que se forment des sols de décomposition, ils sont entraînés vers l'aval, et le ruissellement met sans cesse à nu les roches saines le long des parois des gorges. En quelques centaines de mètres, le ruissellement succède ainsi aux infiltrations, et ces deux formes d'érosion créent deux formes de relief vigoureusement opposées : la vallée en gorge et le plateau d'origine cyclique. En outre, la compacité des terrains cristallins permet parfois aux versants de conserver une pente raide sans subir de glissement, comme le prouvent quelques exemples :

On peut noter, en effet, dans certains cas, en particulier sur les bords de l'Auvézère, au pied de Savignac-Lédrier, l'influence de la schistosité des roches sur la formation de gorges aux parois presque verticales. Des blocs entiers de phyllades et de schistes sériciteux se détachent de la masse cristalline selon des surfaces fortement redressées qui constituent pendant quelque temps les flancs abrupts de la gorge. Ces éboulements se produisent en particulier au-dessus des rives concaves des méandres quand, le cours d'eau ayant sapé la base des strates, celles-ci se trouvent placées en porte-à-faux. On aperçoit ainsi autour de Saint-Mémin et du hameau du Chambon, sur l'Auvézère, des versants formés par la paroi des feuillettes rocheux restés en place. La vigueur du redressement des schistes cristallins dans cette région favorise elle aussi la formation de gorges aux versants très raides et rapprochés l'un de l'autre.

4^e DIVISIONS DU RELIEF STRUCTURAL DANS LES TERRAINS CRISTALLINS DU PÉRIGORD SEPTENTRIONAL.

Malgré leur grande homogénéité et une similitude certaine dans leur structure interne, les roches cristallines du Périgord septentrional ne se comportent pas toutes de la même manière à l'égard de l'érosion subaérienne. Les granites de Nontron et ceux du Puy-Cornu n'offrent même pas, malgré leur constitution presque identique, les mêmes formes de relief. A plus forte raison, gneiss et phyllades, serpentines et quartz créent des paysages morphologiques non dépourvus d'originalité les uns par rapport aux autres.

Ce sont ces différences que l'on doit maintenant analyser, en distinguant trois grandes divisions d'après la répartition des roches. En premier lieu, on peut envisager les granites de Nontron et d'Excideuil, sans en séparer les granulites de Saint-Saud. Puis on décrira les formes de relief créées par les gneiss, les micaschistes et les leptynites de Miallet, de

Jumilhac et d'Angoisse. Enfin, resteront à examiner les schistes cristallins de Lanouaille, de Saint-Mesmin et de la Chapelle-Saint-Jean.

§ II. — LES GRANITES DU NONTRONNAIS ET D'EXCIDEUIL

1^o LES GRANITES ET LES GRANULITES DU NONTRONNAIS

([1], carte X).

Au Nord de Nontron et de Saint-Pardoux, le Bandiat, la Dronne, la Loue et le Trieux drainent un massif de granites doublé au Sud-Est par des granulites. Les granites ne présentent dans leur structure aucune originalité : ce sont des roches de couleur grise où l'on distingue nettement à l'œil nu les grains de quartz, les lamelles de mica et les masses de feldspath. En profondeur ils sont très durs, car ils ne contiennent pas de biotite; les carriers les exploitent pour la fabrication des monuments funéraires. Les granulites de Saint-Saud, roches massives à gros cristaux, sont composées de quartz en blocs de plusieurs centimètres et de lamelles assez considérables de mica : cette structure grossière ne permet pas de les utiliser en marbrerie.

Granites et granulites créent des paysages morphologiques sensiblement analogues; aussi n'est-il pas nécessaire de distinguer le massif granitique de Saint-Estèphe du massif granulitique de Saint-Saud. L'un comme l'autre ont été faiblement entamés par l'érosion des trois groupes de cours d'eau qui leur donnent l'assaut : Dronne, Bandiat et Trieux. Les vallées en gorge n'apparaissent qu'en marge des roches cristallines, en amont de Saint-Pardoux, au pied de Nontron et en aval de Busserolles, quand elles sont prêtes à s'épanouir dans les terrains sédimentaires du pourtour. Dans l'intérieur même des massifs, leur profil transversal est très évasé, comme sur le Bandiat entre Augignac et Abjat, et sur la Doue au pied de Saint-Estèphe. Parfois même, autour de Piégut, ces vallées s'élargissent avec des fonds plats, larges de plusieurs centaines de mètres. Les croupes qui les dominent s'élèvent lentement vers des plateaux mollement ondulés, décomposés parfois en mamelons aux courbes surbaissées, comme celui qui atteint la cote 233 au Nord de l'étang de Saint-Estèphe [12]. Les dénivellations sont tout au plus de 50 à 80 mètres; relief massif, peu aéré, compact comme les roches qui lui donnent naissance. Et çà et là, dans le fond des vallées, sur les pentes les plus douces, surgissent des blocs arrondis de granite respectés par l'érosion; les uns sont isolés, d'autres sont en groupe comme des troupeaux de moutons, quelques-uns s'accumulent en chaos pittoresques, semblables à ceux d'Huelgoat, en Bretagne.

A ce relief assez mou, où les formes vigoureuses font défaut, correspond un médiocre drainage; les eaux de pluie ont peine à gagner les thalwegs : elles s'attardent dans les prairies marécageuses et dans les étangs. C'est des alentours de Piégut-Pluviers qu'elles divergent, comme d'un château d'eau local, tandis que partout ailleurs, dans le Périgord septentrional, les cours d'eau ont leurs sources hors de la région. De sorte

que le Nontronnais paraît s'être comporté, à l'égard des forces d'érosion, comme un bloc particulièrement résistant qui ne s'est laissé entamer que sur son pourtour, qui a écarté de son centre les grands cours d'eau du voisinage et les a obligés à rompre avec la direction normale, du Nord-Est au Sud-Ouest, pour rayonner au contraire autour de lui comme autour d'un massif volcanique.

Les origines d'un tel relief doivent être recherchées, non point dans une certaine faiblesse des forces d'érosion — le Nontronnais a été soumis, comme tout le Périgord septentrional, au même climat durant le Quaternaire — mais dans les réactions de la structure aux forces de destruction atmosphériques. Comme on l'a déjà souligné, le granite du Nontronnais, tant qu'il n'est pas altéré, est une roche très dure, susceptible de résister à l'usure mécanique des eaux. C'est à grand-peine que la Doue a scié une étroite gorge en aval de l'étang de Saint-Estèphe; le Bandiat n'est vraiment très encaissé dans le substratum granitique qu'à l'Est de Nontron; en amont, vers les anciennes forges de Savignac-de-Nontron, sa vallée se relève très vite; les vagues d'érosion, parties de l'aval, s'amortissent avec rapidité, comme si elles mordaient difficilement dans la roche saine. Les méandres ne se développent pas normalement; ceux qui semblent se dérouler auprès d'Abjat ne sont en réalité que des sinuosités où n'existe pas l'opposition classique entre rive concave abrupte et rive convexe plate; le ruisseau n'entame pas la roche tangentiellement au fil de l'eau, et les versants s'adoucissent sous l'influence d'autres causes que celle de l'érosion latérale du cours d'eau.

C'est la décomposition chimique qui joue le plus grand rôle dans la formation du relief dans le Nontronnais. On s'en aperçoit aisément quand on examine les carrières de la région. Pour atteindre la roche intacte, les ouvriers carriers sont obligés de la déblayer d'une épaisse couche d'arène constituée par des grains de quartz. Et au contact de l'arène et du granite, on voit comment s'opère l'érosion de la roche. L'eau des pluies s'infiltre à travers la couche sableuse et atteint le substratum cristallin : elle y pénètre çà et là par des diaclases qui favorisent son action. Chargée d'acide par la traversée de sols humifères, soumise à une légère pression par gravité, elle est capable de dissoudre en partie les cristaux de feldspath et de mica et de libérer les cristaux de quartz. Le granite cesse alors d'être compact, passe par le stade de la roche pourrie et se transforme enfin en arène. Ainsi, une épaisse couche de roche décomposée, devenue meuble, recouvre le Nontronnais; le relief est comme feutré par cette arène, qui adoucit les lignes du paysage et lui donne cette douceur un peu molle qui est une des caractéristiques des régions granitiques du Massif Central. Elle contribue même indirectement à protéger le sous-sol d'une érosion mécanique violente, en supprimant le ruissellement, comme dans les reliefs karstiques : les précipitations atmosphériques s'enfoncent aisément dans l'intérieur de l'arène au lieu de couler sur les pentes, et leur action destructrice en est très atténuée (*).

(a) Certaines formes de relief en creux paraissent dues cependant à de vastes déblaiements de granite décomposé par le ruissellement et l'érosion fluviale; en parti-

Cependant, la décomposition chimique n'est pas complète à l'intérieur des masses granitiques. Dans les coupes de terrain créées par les carrières, on distingue au sein des arènes de gros blocs arrondis de plusieurs mètres de diamètre, que la dissolution chimique a respectés. Il faut sans doute attribuer leur existence à des variations dans la structure du granite; étant donné leur forme arrondie, ils doivent correspondre à des zones de concentration de silice, comme dans les rognons de silex de la craie. En quelques points de la roche cristalline, il s'est produit une accumulation de quartz, et, le mica et le feldspath étant plus réduits, la masse résiste mieux à l'action dissolvante des eaux chargées d'acide. A moins qu'il n'y ait eu formation d'une carapace de forme sphérique autour d'un noyau plus tendre par déplacement des silicates de l'intérieur de la roche vers le pourtour. On inclineraient volontiers vers cette hypothèse quand on voit comment se comportent à l'air libre ces blocs de granite; ils se décomposent par plaques minces, comme des feuillettes de roche, semblables aux pellicules d'une racine bulbeuse; c'est le phénomène bien connu de l'exfoliation des roches granitiques sous les climats tropicaux, mais qui se produit également sous les climats tempérés. La couche externe, très résistante à cause de sa richesse en silice, se brise sous l'influence du gel ou des variations de température et se sépare du noyau.

Quoi qu'il en soit, ces blocs subsistent à l'intérieur de l'arène décomposée; on les aperçoit dans les carrières, dispersés çà et là dans le matériel meuble des arènes de quartz. Si, par suite d'une reprise d'érosion, le ruissellement l'emporte sur les infiltrations, les eaux de pluie ravinent rapidement les sables et les argiles provenant des granites altérés; les blocs intacts sont ainsi peu à peu dégagés et ils apparaissent à la surface du sol, arrondis et grisâtres; ils se couvrent de lichens et rappellent de loin les grès de Fontainebleau, mais de teinte plus claire et sans arêtes vives. Dans les profondes coupures des ravins, ils glissent le long des pentes et s'amoncellent en chaos, créant, près des cours d'eau de Saint-Estèphe et d'Abjat, des paysages analogues à ceux de Huelgoat, en Bretagne. Parfois, le hasard fait que deux blocs reposent l'un sur l'autre, de telle manière que le bloc supérieur est en équilibre instable sur le bloc inférieur et peut basculer sous l'effet d'une légère poussée; ainsi s'expliquent les rochers branlants de Poperdu, au Nord de Nontron, et de « Casse-Noisette », près de Saint-Estèphe.

En résumé, le massif granitique de Nontron apparaît comme une masse de roche dure que les cours d'eau doivent contourner, qui sert de centre de dispersion à une multitude de ruisseaux de faible débit, incapables de creuser de profondes vallées; les rivières assez importantes pour scier la roche, Bandiat et Tardoire, l'effleurent ou s'en détournent. Seule la Dronne, dans la granulite de Saint-Saud, sans doute plus tendre que le granite de Nontron, a pu scier, du Sud de Dournazac à Saint-Pardoux, une gorge étroite et sombre. Mais autour de cette coupure produite par

culier la dépression qui s'étend au sud de Piégut, sur 2 à 3 km. de longueur et de largeur, n'est pas un élément de vallée, mais plutôt un bassin créé par le nettoyage récent d'une zone de roche décomposée.

un cours d'eau allogène et vigoureux, les ruisseaux coulent dans des vallons mal dessinés, parmi des croupes confuses. Dans l'ensemble, le Nontronnais demeure donc un pays d'accès peu facile, placé comme une borne aux confins du Périgord, de l'Angoumois et du Limousin.

2° LES GRANITES PORPHYROÏDIQUES D'EXCIDEUIL-MONTCHABROL (cartes III et X).

Une seconde zone granitique s'étend aux confins du Périgord septentrional et du Périgord central, de Thiviers au hameau de Sanas, en Corrèze [3, 4]). Elle s'étire sur une trentaine de kilomètres de long et ne dépasse pas 3 kilomètres de large au Nord-Est d'Excideuil. Elle disparaît même entre Saint-Sulpice-d'Excideuil et Clermont-d'Excideuil, sur une distance d'environ 5 kilomètres. Au centre, elle est constituée par un granite qui semble avoir subi les atteintes du métamorphisme; il a pris une structure schisteuse avec de gros cristaux de quartz et d'orthose brisés ou tordus et noyés dans un ciment micacé. Cet aspect rapproche les granites d'Essaïndières, au Nord d'Excideuil, des porphyroïdes de l'Estérel. Au Nord-Ouest, vers Thiviers, et au Sud-Est, autour du Puy Cornu et de Montchabrol, la roche reprend un faciès de granite normal, semblable à celui du massif de Nontron.

Mais quelle que soit la structure interne de cette roche, elle se comporte toujours de la même manière à l'égard de l'érosion. C'est une roche très dure, difficilement attaquable par les eaux courantes si la décomposition chimique ne l'a pas déjà altérée. Au Nord-Ouest, entre Nantheuil et Saint-Sulpice, elle n'a que peu d'influence sur la topographie, car elle n'apparaît que dans le fond des vallées. Toutefois, elle suffit à leur donner un aspect original. Tandis que le haut des versants s'évase aux dépens des terrains liasiques, qui reposent ici directement sur le granite, le bas devient abrupt et étroit dans la roche cristalline; tandis que sur les pentes élevées règnent les cultures et la lumière, les bas-fonds où coulent l'Isle et ses affluents, entre les hameaux de Cluzeau et de Savignac, disparaissent dans la verdure et le brouillard. Parvenues ainsi au substratum granitique, les eaux courantes ont dû cesser d'élargir leurs vallées et elles se sont limitées à une étroite coupure dont le début date, si l'on s'en réfère aux terrasses d'érosion quaternaires, à la période acheuléenne.

Au Nord-Est d'Excideuil, les porphyroïdes d'Essaïndières, à cause de leur structure feuilletée, offrent un relief assez rare dans les roches granitiques. Nulle part, dans le paysage du Périgord septentrional, l'opposition n'est aussi forte entre plateaux et vallées (photo XVI). La gorge découpée par la Loue est une des plus étroites que l'on puisse rencontrer dans le Limousin méridional; les versants, presque abrupts, montrent des strates fortement redressées et des surfaces presque planes d'où se sont détachées d'énormes plaques de roche, semblables aux feuillets d'un livre gigantesque. Par contre, les plateaux, qui portent les maisons d'Essaïndières, sont d'une horizontalité presque parfaite et s'étagent en ressauts où il est facile de retrouver la trace des niveaux d'érosion tertiaires. Ils résistent d'autant mieux au ruissellement qu'ils sont recou-

verts d'une épaisse couche d'arène grossière formée de grains de quartz et d'orthose et qu'ils offrent à l'infiltration profonde les innombrables fissures de leurs strates redressées. Ici joue donc au maximum la loi de l'érosion en terrains schisto-cristallins déjà examinée dans l'étude d'ensemble du paysage morphologique du Périgord septentrional. Nulle part ailleurs, soit autour de Jumilhac, soit autour de Lanouaille, n'est aussi vigoureux le contraste entre les vallées en gorge et les plateaux qui les encadrent; nulle part en Périgord le relief en creux ne présente une telle netteté.

Vers le Sud-Est, dans la région du Puy Cornu, du Puy Chétif et de Monchabrol, la structure normale du granite reparaissant, des formes de relief analogues à celles du Nontronnais jalonnent la barre de roche dure : ce sont des mamelons aux courbes surbaissées, à la base arrondie, qui parsèment les plateaux. Une épaisse arène recouvre de larges vallons aux pentes adoucies. Seule l'Auvézère, par épigénie, a découpé dans la masse granitique une profonde gorge sinueuse. Dans l'ensemble, comme le Nontronnais, le massif de Monchabrol constitue une zone de résistance à l'érosion, avec d'autant plus de vigueur que les terrains qui l'entourent, schistes cristallins de Saint-Mémin et de Génis et grès houillers et permien du Bassin de Brive, sont plus tendres et plus faciles à démanteler par l'érosion. Aussi la barre granitique, qui atteint 367 mètres d'altitude, domine-t-elle de près de 100 mètres les collines de Sainte-Trie et de Salagnac, au Sud-Ouest, et de 40 à 60 mètres les plateaux d'arkoses de Saint-Mémin, au Nord-Est. Dans l'ensemble, elle se présente donc comme une lourde croupe boisée, difficile à traverser, que les routes Nord-Sud, entre Limoges et les villes du Midi, doivent contourner, et qui a constitué toujours un obstacle entre le Limousin, le Périgord et le Bassin de Brive.

L'influence de cet obstacle sur le réseau hydrographique n'est pas moins nette que celle du Nontronnais. Les cours d'eau secondaires, ne pouvant l'entamer, se sont glissés sur ses bords; le ruisseau de Salagnac, dans les grès permien, demeure parallèle à sa bordure méridionale sur 6 kilomètres; de même, le ruisseau qui sort de l'étang des Jartes adopte un cours subséquent de l'étang de Bord à son confluent avec l'Auvézère [4]. La Loue et l'Auvézère elles-mêmes ne le traversent pas sans difficulté; en amont du massif, elles se tordent en méandres compliqués, comme si la barre rocheuse constituait un obstacle trop dur à scier; l'Auvézère adopte même sur 4 kilomètres un cours subséquent, comme si elle hésitait à passer par les gorges de Lare. En amont de l'obstacle se sont établis des lieux de confluence : au pied de Gandumas convergent la Loue et le Haut-la-Loue; au Sud-Ouest de Saint-Mémin, l'Auvézère reçoit les ruisseaux de la Pomélie et des Jartes. Le réseau hydrographique traduit ainsi les influences structurales du sol, et ses vallées contribuent à renforcer l'impression de horst qui se dégage de l'examen, sur une carte, du massif granitique d'Essaïndières-Monchabrol [4] et carte X). Si, comme il est probable, cette barre cristalline est plus ancienne que les schistes qui l'entourent et constitue le fond d'un ancien anticlinal, sa réapparition à l'air libre et son altitude supérieure

à celles des plateaux et des collines qui l'entourent constituent le phénomène bien connu de rajeunissement de relief. Et comme elle est orientée selon les plis sud-armoricains du Limousin méridional, elle permet d'évoquer la formation d'un *relief appalachien* dans le Périgord septentrional. On verra plus loin si l'analyse du paysage morphologique, créé par les gneiss et les schistes cristallins, confirme cette première rencontre avec une forme de relief structural fort répandue dans les massifs hercyniens, mais qui n'avait pas encore été signalée aux confins du Périgord et du Limousin (carte X, p. 395).

Quant à l'âge de cette barre de granite mise ou remise en valeur par l'érosion différentielle, il est postérieur à la formation de la surface d'érosion éocène qui la nivelle et antérieur au niveau préstampien dont les débris entourent le massif de Montchabrol. Mais si ce massif a dominé les alentours de Génis et de Saint-Mémin, dès l'Oligocène, ce n'est sans doute pas sous la forme où nous le voyons aujourd'hui, car au cours du Tertiaire et du Quaternaire, il a dû poursuivre son évolution, en conservant sans doute son altitude relative, mais en perdant, par érosion chimique et ruissellement, une partie de son ampleur absolue.

§ III. — LES GNEISS DE JUMILHAC ET LES SCHISTES CRISTALLINS DE LANOUAILLE

1° RÉPARTITION ET STRUCTURE ([3, 4] et carte III).

a) Les gneiss et les leptynites s'intercalent, comme un coin orienté vers le Sud-Ouest, entre les granulites de Saint-Saud et les schistes cristallins de Sarrazac et de Dussac; vers le Nord, ils s'étendent sans solution de continuité sur le Périgord et le Limousin et il est impossible de leur fixer une limite entre les deux régions. On peut simplement retenir que dans la partie périgourdine ils sont affectés de deux directions de part et d'autre du méridien de Jumilhac. Vers l'Est, c'est la direction armoricaine qui l'emporte; vers l'Ouest, c'est la direction varisque qui domine.

b) Les schistes cristallins se glissent entre les gneiss et les leptynites au Nord et les terrains sédimentaires au Sud; ils encadrent la barre granitique de Montchabrol et réapparaissent au Sud du Bassin de Brive dans le massif de Châtres. Leur largeur, qui est de 12 à 15 kilomètres entre Plazac et Cherveix, se réduit à 7 ou 8 kilomètres au Nord de Clermont-d'Excideuil et ne dépasse pas quelques centaines de mètres au Nord de Saint-Romain. Ils s'étalent de nouveau en longues bandes d'orientation Nord-Sud dans les granulites de Saint-Saud et de Champs-Romains. Comme les gneiss et les leptynites, ils sont affectés d'accidents sud-armoricains dans leur zone orientale jusqu'au Nord de Thiviers et d'accidents varisques à l'Ouest de la voie ferrée Thiviers-Limoges.

c) La structure de ces roches, gneiss, leptynites et schistes cristallins, diffère peu de l'une à l'autre. Elles se présentent toutes sous la forme de

schistes plus ou moins feuilletés ayant conservé les traces d'une ancienne stratification sédimentaire. Mais, comme les granites, elles sont constituées de quartz, de mica et de feldspath. Toutefois, la répartition, la proportion et la disposition de ces trois éléments varient d'une roche à l'autre et c'est ce qui permet de les distinguer et de les classer selon leur degré de métamorphisme. Les gneiss inférieurs de Chalais ne sont pas différents des gneiss supérieurs de Jumilhac-le-Grand. Ils sont nettement feuilletés et parfois si riches en mica qu'ils passent à des micaschistes; ou bien ils sont fortement granulitisés en marge du massif de Nontron, avec une forte proportion de cristaux de quartz disposés en rubans. Les leptynites, qui s'intercalent dans les gneiss et, en particulier, séparent les gneiss supérieurs de Jumilhac des gneiss inférieurs de Chalais, ont en général une teinte claire, souvent rosée; le grain est fin et la roche, parfois compacte, est souvent schisteuse, à structure granulitique, avec des cristaux de quartz, d'orthose et de microcline, un peu de mica noir et pas de mica blanc. Ces leptynites passent latéralement à des gneiss ou à des arkoses. Les géologues y voient un faciès très métamorphique des arkoses de Lanouaille [197 et 228].

On peut distinguer également, selon le degré de métamorphisme, plusieurs sortes de schistes cristallins : schistes satinés de Génis, grès et arkoses de Châtres, de Thiviers et de Lanouaille, phyllades et quartzites de Dussac, schistes sériciteux de Payzac et d'Excideuil, micaschistes à biotite de Dussac et de Beynac au Nord de Milhac. Mais dans la réalité les différences de structure sont faibles. Ce sont des roches de teinte sombre, bien feuilletées, où l'on voit briller sur les faces plates des éclats les lamelles de mica; elles n'offriraient à l'érosion qu'une résistance assez faible si elles n'étaient pas comme truffées çà et là de traînées de quartz, en blocs de grosseur variable, qui constituent comme l'ossature de la roche.

Il existe donc quelques différences dans la tenue des terrains primitifs et cristallophylliens du Périgord septentrional en face des forces d'érosion; les leptynites et les gneiss résistent mieux à l'usure des cours d'eau que les schistes sériciteux et les arkoses. Mais les uns et les autres offrent assez d'analogie pour qu'il soit possible de distinguer d'abord les caractères généraux du relief entre Miallet et Payzac avant de passer à la description des détails provenant d'une quantité plus ou moins grande de quartz à l'intérieur de ces divers terrains.

2° CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU RELIEF.

Au relief mamelonné du granite et de la granulite, gneiss et schistes opposent des formes topographiques plus heurtées, avec des plateaux étagés et des vallées étroites (fig. 51). Les surfaces presque horizontales qui recoupent les divers terrains autour de Jumilhac ou de Saint-Mémin reflètent la prépondérance écrasante des influences cycliques sur les influences structurales et il n'y a pas lieu de revenir sur les problèmes qu'elles posent. Les légères ondulations que l'on relève çà et là constituent les lignes de raccordement entre les replats les plus élevés et les replats inférieurs.

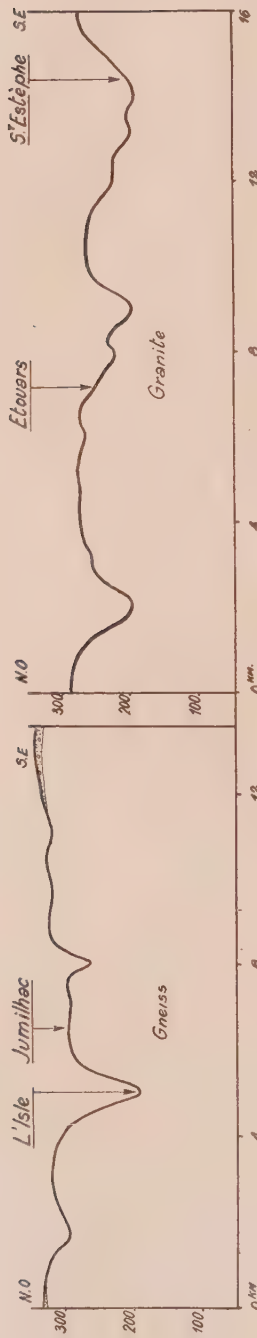


Fig. 51. — COUPES TOPOGRAPHIQUES DANS LES RÉGIONS DE GRANITE ET DANS LES RÉGIONS DE GNEISS.

A ces sommets aplanis s'opposent les vallées où l'œuvre des cycles d'érosion demeure encore prépondérante, de sorte que l'on peut opposer leur partie supérieure à leur partie inférieure; près des sources ce ne sont que faibles vallonnements et formes mûres largement épanouies; vers l'aval, au contraire, le cours d'eau s'encaisse dans une gorge étroite. Il en est ainsi pour toutes les rivières qui prennent naissance aux limites du Périgord septentrional et du Limousin : Vallouise, Cole, Queue-d'Ane, ruisseau de Sarrazac. Si nous suivons la Vallouise tout le long de son cours [12], nous la voyons prendre naissance au pied des mamelons granulitiques de Bussières-Galant, dans de vastes prés marécageux parsemés d'étangs; la différence d'altitude entre le thalweg et les croupes voisines est faible, d'une cinquantaine de mètres au maximum, et le raccordement se fait par de molles courbes qui reflètent un sous-sol constitué d'arènes relativement meubles. Jusqu'à la latitude de la Coquille, au Moulin de Boucheron, les formes mûres persistent. Cependant, en passant de la granulite dans le gneiss, au Sud de Saint-Pierre-de-Frugie, la vallée se modifie sensiblement; elle conserve toujours sa largeur, mais les versants sont plus accusés, leur pente plus vive, la structure schisteuse de la roche intervient pour faire disparaître la mollesse du relief granitique. Parvenue au Moulin de Boucherin, la Vallouise commence à s'encaisser dans une gorge étroite qui ne fait que s'accroître jusqu'au confluent avec l'Isle, au Sud de Saint-Paul-la-Roche. Au pied du château de Mavaleix ou du hameau de Marafret, la surface du plateau, qui porte la route et la voie ferrée de Périgueux à Limoges, s'interrompt brusquement vers l'Est et l'on voit s'ouvrir une coupure de 120 à 150 mètres de profondeur, large de 200 mètres dans le haut, d'une dizaine de mètres dans le bas. Par endroits, des bancs de gneiss et de leptynite forment des escarpements presque verticaux là où l'érosion du cours d'eau, ayant sapé la base des roches, a provoqué le détachement d'un gros bloc feuilleté.

Dans l'ensemble, tous ces cours d'eau secondaires, de la Queue-d'Ane au ruisseau de Sarrazac, coulent du Nord au Sud ou du Nord-Est au Sud-Ouest, selon une pente conséquente si l'on considère l'ensemble du Périgord sédimentaire. Ils ne tiennent aucun compte de l'inégale résistance des roches et recoupent indifféremment gneiss, leptynites et schistes cristallins. Seuls quelques tout petits cours d'eau paraissent avoir subi l'influence de la structure, surtout dans les schistes cristallins, près de Lanouaille et de Sarrazac où les ruisseaux des Vaux et des Sauts coulent du Sud-Est au Nord-Ouest selon la direction sud-armoricaine des anciens plis hercyniens. Cette si médiocre adaptation du réseau hydrographique à la structure, due à l'homogénéité des terrains cristallins, explique la faiblesse du relief appalachien dans une région pourtant fortement plissée, pénéplanée et rajeunie.

Les cours d'eau importants : Isle, Loue et Auvézère, passent par les mêmes étapes que les cours d'eau secondaires; ils débutent dans de larges vallées mûres, puis ils s'encaissent. Mais comme ils prennent leur source hors de la région, seule la partie étroite de leur vallée intéresse le Périgord septentrional. On peut choisir comme exemple la Loue [12]. Quand elle pénètre en Périgord, vers Sarlande, elle a déjà abandonné les amples

vallonnements où elle coule auprès de Saint-Yrieix pour pénétrer dans une gorge étroite qui rend difficiles les communications entre Sarlande et Angoisse. Qu'elle traverse les gneiss supérieurs de Jumilhac ou bien les arkoses de Gandumas, elle n'en conserve pas moins son caractère de rivière torrentielle et le relief en creux n'en demeure pas moins vigoureusement dessiné. En particulier, au pied de Gandumas et de la Cerise, hameaux installés sur de larges replats, le cours d'eau disparaît au fond d'une coupure sombre, aux versants raides, tout tapissés de chênes et de pins (photo XVI). Un tel contraste est le reflet sans doute d'une poussée cyclique qui, de l'aval, a obligé le cours d'eau à s'encaisser profondément dans le substratum cristallin, mais également de la structure interne de la roche qui est, comme on l'a vu plus haut, protégée en surface contre le ruissellement par une épaisse couche de matériaux meubles et poreux provenant de la décomposition chimique, mais qui demeure toujours très dure et très homogène en profondeur et sur les pentes des vallées où elle est attaquée par les eaux courantes, de sorte que les versants peuvent conserver leur raideur et leur faible écartement.

Un dernier problème d'ensemble se pose à propos du relief créé par les gneiss et les schistes cristallins. Non seulement les cours d'eau qui traversent la région de Miallet et de Lanouaille ont creusé des gorges étroites, mais ils décrivent encore de nombreuses sinuosités sans rapport avec telle ou telle roche. L'Isle offre des séries de méandres encaissés au pied de Jumilhac, de Montardie et de Curmont; la Loue en décrit surtout de Lanouaille à Excideuil, et l'Auvézère en amont des gorges de Lare près du massif granitique de Montchabrol. Ces méandres se développent donc aussi bien dans les gneiss que dans les schistes cristallins. On peut se demander alors s'ils ne sont pas tout à fait indépendants de la structure et s'ils ne proviennent pas de méandres divagants.

C'est peu probable. On n'a pas tous les éléments nécessaires ici pour résoudre le problème; on le reprendra avec plus de précision dans la description des méandres que la Dordogne et ses affluents ont creusés dans les terrains secondaires du Périgord central. Mais, dès maintenant, on peut faire quelques constatations qui vont à l'encontre de la théorie suivant laquelle, par suite d'une reprise d'érosion, des méandres divagants deviendraient des méandres encaissés. Tout d'abord, au lieu de présenter les courbes harmonieuses des méandres divagants, les sinuosités de l'Isle ou de l'Auvézère offrent un aspect tourmenté, dessinant des boucles plus ou moins fermées, des coudes brusques qui reflètent, non point l'œuvre harmonieuse d'un cours d'eau déblayant ses rives d'un matériel homogène et tendre, mais plutôt les efforts d'un cours d'eau se heurtant à des roches dures ou inégalement altérées dans le détail de leur structure; ce sont donc des méandres forcés qui jalonnent les cours d'eau du Périgord septentrional. De plus, si ces sinuosités s'étaient d'abord développées sur une surface plane, couverte de dépôts meubles au niveau actuel des plateaux, il devrait en exister de semblables dans la partie supérieure des cours d'eau qui, légèrement encaissés, se trouvent encore à faible distance de la surface à partir de laquelle ils ont commencé à s'enfoncer. Or, il n'en est rien, et même dans la région des sources de

Vallouise ou de la Loue, là où ces rivières coulent dans de larges vallées mûres, elles ne connaissent pas la servitude des méandres. Ce n'est que plus en aval, quand elles pénètrent profondément dans le substratum cristallin qu'elles prennent un cours tourmenté, aux endroits mêmes où une pente plus vive qu'en amont devrait les préserver des sinuosités.

On peut déduire, semble-t-il, de ces constatations, que les méandres de l'Isle, de la Loue ou de l'Auvézère proviennent de la structure et non de l'érosion cyclique. Dans l'intérieur des gneiss et des schistes, où la roche conserve toute sa résistance, le fil de l'eau se heurte soit à un plan de schistosité, soit à un lit de quartz qui le font dévier légèrement : c'est suffisant pour qu'il attaque plus vigoureusement une rive que l'autre et qu'il commence à dessiner une courbe capricieuse, un *méandre forcé*. C'est dans l'intérieur même du substratum, et non sur une hypothétique surface alluvionnaire, qu'ont pris naissance les trains de méandres qui jalonnent çà et là la Queue-d'Ane, la Cole, l'Isle ou l'Auvézère. Le fait que ces méandres sont plus nombreux sur la Loue et l'Auvézère, en amont du massif granitique d'Excideuil-Montchabrol, ne fait que confirmer la formation structurale du méandre encaissé. Par leur résistance à l'érosion, les porphyroïdes d'Excideuil et les granites du Puy-Cornu ont obligé, sur la Loue et l'Auvézère, le fil de l'eau à ralentir sa marche, à s'incurver en amont de l'obstacle et à développer ainsi de nombreuses sinuosités.

3° LES DÉTAILS DU RELIEF DANS LES GNEISS ET LES SCHISTES CRISTALLINS.

Si, dans le détail, les schistes cristallins et les gneiss du Périgord septentrional présentent une variété de structure qui oblige les cours d'eau à vibrer et à dessiner des méandres, dans l'ensemble ces roches métamorphiques sont relativement homogènes et donnent un paysage morphologique monotone où les lignes horizontales des surfaces d'érosion s'opposent aux raides versants des gorges sombres. Toutefois, sur plusieurs centaines de kilomètres carrés, roches cristallophylliennes et schistes offrent quelques variations de structure et de résistance à l'érosion qui permettent de distinguer des zones et des accidents dans l'ensemble de la région.

En premier lieu, la bordure méridionale du Périgord cristallin, au contact des sédiments de l'ère secondaire, a une allure différente de celle que l'on peut observer aux alentours de Jumilhac et de Firbeix. Peut-être, à cause de l'appel des vallées largement déblayées dans les marnes et les calcaires du Lias, les cours d'eau s'enfoncent-ils plus profondément dans des gorges étroites et sinueuses, mais le relief y est, même sur les plateaux, plus âpre que dans l'intérieur. Ce que l'on a constaté déjà dans le massif granitique de Montchabrol-Excideuil, cette apparition d'un relief en creux, vigoureux et bien dessiné, se retrouve au Nord de Saint-Romain et de Thiviers dans des gneiss plus ou moins granulitisés. C'est comme s'il y avait, en marge du Massif Central, une barre de roche plus résistante que l'érosion n'attaque que très difficilement; c'est ce relief très rude qui ferme l'horizon de ses lignes rigides au Nord de Saint-Jean-de-Cole et

d'Excideuil (photo XVI). On l'a déjà vu, l'érosion cyclique y mord difficilement, mais ses traces s'y conservent très bien et ainsi s'accuse mieux le contraste entre les collines sédimentaires très démantelées du Périgord central et les plateaux cristallins, à peine entaillés par les cours d'eau, du Périgord septentrional. Sans doute faut-il trouver l'explication de cette zone de résistance à l'érosion dans la présence, à la surface ou à faible profondeur, d'une longue bande de granite, qui affleure au Sud-Est et au centre et qui se manifeste au Nord-Ouest, de Thiviers à Saint-Pardoux, par une granulitisation des gneiss et des schistes sériciteux. Mais le maintien, malgré ces intrusions, des plans de schistosité empêche la formation d'un relief moutonné; les roches demeurent dures et feuilletées et se désagrègent le long des versants des vallées selon une structure stratifiée.

Par contre, au Nord de la région cristalline, à la limite du Périgord et du Limousin, un nouveau paysage morphologique apparaît (photo IV). Il est constitué de larges vallées mûres où n'est pas encore parvenue l'érosion quaternaire, de plateaux légèrement ondulés et surtout de buttes arrondies, de dos de terrain analogues à ceux que l'on a décrits dans les granites du Nontronnais, mais de dimensions plus vastes. Sans doute la plupart de ces dômes se trouvent-ils dans la granulite, de Miallet à Firbeix : buttes du Puy à Saint-Pierre-de-Frugie, de la cote 378 au Nord du hameau de Puiffé, de Maison-Neuve près de Montéricourt : ce n'est là qu'une extension vers le Nord-Est du relief granitique du Nontronnais. Sans doute, certains sommets de ces buttes ont-ils une origine cyclique : on a pu attribuer les hauteurs de Courbefy (551 mètres) et de Lastours (521 mètres) à la pénéplaine cénomaniennne. Mais l'érosion cyclique et la structure granitique ne suffisent pas à expliquer toutes ces hauteurs qui ferment l'horizon septentrional du Périgord. Celles de la Forêt de Vieillecourt et de Courbefy sont formées de gneiss granulitisés, et celles du Bois de Piaulet au Nord de Firbeix sont en pleine roche gneissique. De plus, on peut se demander pourquoi là et non ailleurs se sont conservés des fragments de la pénéplaine cénomaniennne.

Peut-être est-ce parce que l'on se trouve sur la ligne de partage des eaux entre la Vienne, la Charente et la Dordogne : l'érosion régressive n'aurait pas encore été assez forte pour remonter jusque-là et faire disparaître les buttes-témoins de la surface cyclique cénomaniennne. Cependant, lorsque l'on observe la carte hydrographique au 1/200.000^e en courbes de niveaux [13], on s'aperçoit que la ligne de faîte, constituée par les buttes qui s'échelonnent au Nord du Périgord, entre la Forêt de Vieillecourt et le Puycounieux au Nord-Ouest de Dournazac (photo I), ne coïncide pas avec la ligne de partage des eaux; les cours d'eau périgourdins, Dronne, Cole, Vallonise, l'ont ébréchée et leurs sources se trouvent situées au Nord de cette série de buttes. Il faut donc trouver à leur conservation une explication structurale. On la découvre en examinant de près les entailles des ruisseaux et grâce à la nature des alluvions qu'ils ont roulées. En particulier, le ruisseau de Versavaux, qui entoure le versant méridional de la Forêt de Vieillecourt, a son lit parsemé d'énormes galets de quartz. Il ne peut les avoir enlevés qu'aux masses gneissiques qui composent le massif recouvert par la Vieille Forêt. Ces gneiss un peu

granulitisés de Vicillecourt sont en effet truffés de blocs quartzeux très résistants qui leur assurent une solidité plus grande que celle des roches environnantes. On a pu faire des constatations semblables dans les gneiss du bois de Piaulet et de la butte du Puycounieux. C'est donc à une influence structurale qu'est due la conservation des hauteurs qui séparent depuis des millénaires le pays des Petrocorii de celui des Lemovices [110].

Le quartz intervient encore en quelques autres points pour créer des accidents notables du relief. C'est ainsi qu'à l'Est de Savignac-Lédrier se dresse la butte du Puy-de-l'Ane (photo XVII), à 413 mètres d'altitude, dominant de 80 mètres tous les plateaux des alentours. C'est un dos de terrain assez étroit, à peine mesure-t-il quelques centaines de mètres de largeur, mais il est long de 4 kilomètres. Il est déterminé par un filon de quartz de direction sud-armoricaine et c'est l'érosion différentielle, dans une structure hétérogène, qui seule peut expliquer cet accident morphologique. Les blocs énormes de quartz translucides s'opposent par leur dureté considérable aux roches schisteuses qui les entourent et qui restent, malgré leur métamorphisme, plus sensibles à l'attaque des eaux courantes et aux infiltrations. Comme il domine de 35 à 40 mètres la surface d'érosion éocène, on peut dater sa formation du début de l'ère tertiaire : c'est un témoin vénérable des premiers reliefs structuraux du Périgord (carte X, p. 395).

Mais cette influence des filons de quartz sur la topographie périgourdine septentrionale est cependant très restreinte. La plupart des pointements sont trop peu étendus pour se traduire dans le paysage par quelques escarpements ou dos de terrain. Ainsi, ceux de Veyrinas et de Fougerolas, près de Cherveix, n'intéressent que les géologues et les carriers : ils ne modifient pas l'allure des plateaux et des vallées qu'ils traversent, probablement à cause de leur trop faible largeur, réduite à quelques mètres.

D'autres roches, qui pointent çà et là à travers les terrains cristallins, créent quelques accidents de relief très localisés et sans grande importance. On peut citer des escarpements de serpentine dans la vallée de la Queue-d'Ane au pied de Saint-Martin-de-Fressengeas et des pointements déchiquetés et ruiniformes de la même roche, à la surface du plateau, près du hameau de la Combe, au Nord de Sarrazac. Enfin, il serait vain de rechercher dans le paysage morphologique l'influence des filons de diabase interstratifiés au sein des arkoses, à l'Est de la Loue et même au Nord de Saint-Romain. Cette roche grenue, à structure ophitique, offre la même résistance à l'érosion que les gneiss et les schistes cristallins et ne modifie en rien l'allure des plateaux de Saint-Mémin et de Lanouaille, ni les profils transversaux ou longitudinaux de l'Auvézère et de la Loue.

Somme toute, la structure de tous ces terrains cristallins, des gneiss aux schistes sériciteux, se traduit dans les grandes lignes du relief par la création d'un paysage où s'opposent le plus souvent les plateaux aux gorges des cours d'eau ; c'est ce contraste qui frappe le plus quand on passe du Périgord crétacé et jurassique au Périgord limousin. C'est la structure également qui crée l'opposition d'altitude entre les hauts plateaux de Miallet et de Lanouaille et les collines plus basses du Périgord

central. Mais si les grandes lignes du relief dépendent de la nature des roches, il est bien plus difficile de distinguer des variétés structurales dans l'intérieur de la région. Sans doute quelques accidents orientés selon l'axe des anciens plissements permettent-ils d'évoquer un relief appalachien : massif granitique de Montchalrol, croupe quartzreuse du Puy-de-l'Ane; mais c'est peu de chose. Il faudrait une érosion plus poussée et surtout une structure plus différenciée pour que ces formes appalachiennes prennent de l'ampleur et l'emportent sur le relief cyclique conservé grâce à des terrains durs et relativement homogènes.

4° LE MASSIF DE CHÂTRES.

Au Sud du Bassin de Brive, le massif de Châtres est une réplique des plateaux de Saint-Mémin et de Lanouaille (cartes VI et X). L'influence structurale de la roche cristalline apparaît ici d'autant plus forte qu'elle est entourée de toutes parts par des terrains sédimentaires relativement tendres : grès permians au Nord, grès rhétiens à l'Ouest et au Sud.

Le massif se compose essentiellement d'un plateau incliné vers le Sud-Ouest, constitué par des replats où l'on retrouve les traces de l'érosion cyclique, et des vallées profondes en gorges étroites. Le plateau, qui atteint 328 mètres et 334 mètres, domine de ses formes larges et massives les collines innombrables du Bassin de Brive où l'altitude ne s'élève guère au-dessus de 280 mètres. Des vallées du Ser et de la Vézère, à 80 mètres seulement d'altitude, les hauteurs de Peyrignac et de Beauregard ont vraiment une allure puissante et donnent comme une première impression de montagne limousine. L'érosion différentielle a ainsi dégagé, d'une partie des sédiments qui l'enchaînaient, ce bloc de schistes sériceux. Au Nord, vers les grès permians de Villac, la faille, le long de laquelle se sont effondrés les terrains sédimentaires, a été exhumée partiellement et l'on note, du hameau de Vard, au Nord de la Chapelle-Saint-Jean, au pied du Burg et de Moncibre, une dénivellation de 50 mètres au détriment du Bassin de Brive, Larc est à 334 mètres sur les schistes et Artigeas à 290 mètres, sur le Permien; Nibous, sur le massif, atteint 328 mètres et Vieillemare sur les grès n'est qu'à 274 mètres. Seules les buttes-témoins du Trias et du Lias, dont il sera question plus loin dans l'étude du Périgord sédimentaire, se maintiennent à une altitude égale ou supérieure à celle du massif de Châtres. Mais les grès rouges supérieurs ont été partiellement enlevés par ruissellement et érosion linéaire ou latérale des cours d'eau, de sorte que les roches cristallines plus résistantes ont été remises en relief (carte X, fig. 16).

Vers le Sud, des placages de Houiller et de Lias cachent partiellement l'œuvre de l'érosion différentielle. Toutefois, il est certain que la grande différence d'altitude entre les hauteurs au Nord de Beauregard et de Peyrignac et les vallées du Ser et de la Vézère, différence de l'ordre de 200 mètres, ne s'explique pas si l'on ne fait intervenir la différence de structure entre les arkoses et les calcaires plus ou moins marneux des terrains primaires et secondaires : cours d'eau subséquents, le Ser et la Vézère, de Terrasson à Condat, ont vigoureusement affouillé les grès

rhétiens et les argiles toarciennes tandis que leurs affluents venus du Nord devaient respecter les terrains cristallins [7].

Ainsi mise en relief au Nord et au Sud, la croupe de Châtres, allongée du Sud-Est au Nord-Ouest sur une dizaine de kilomètres, esquisse, comme la barre granitique de Montchabrol, une première image de relief appalachien naissant. Elle est postérieure à la surface d'érosion éocène, mais dès le Stampien elle dominait les grès du Bassin de Brive et n'a cessé depuis d'accroître son altitude relative (carte X, p. 395).

Aussi aux lourds plateaux de Transalvat et de Lare s'opposent les profondes et étroites coupures des vallées de l'Ellé de Villac et du Taravellou descendu des hauteurs de Badefols-d'Ans. L'Ellé est particulièrement intéressante à suivre. Autour de Villac, sa vallée, aux versants adoucis, s'épanouit largement dans les grès rouges supérieurs, le fond est même tapissé sur une centaine de mètres d'alluvions rougeâtres et sableuses descendues des coteaux voisins. Mais au Moulin-Neuf [4], à un kilomètre au Sud de Villac, le paysage change brusquement : la coupure, effectuée par le cours d'eau dans les schistes cristallins de la Mothe, n'est plus qu'une gorge étroite d'accès difficile où la route et la voie ferrée de Terrasson à Hautefort se frayent péniblement un passage. Les villages disparaissent des fonds brumeux et humides pour rechercher les sommets des plateaux. Au pied de la Mothe, la dénivellation entre les hauteurs et le cours d'eau est de l'ordre de 150 mètres et l'écart entre les versants ne dépasse guère vers le haut 300 à 400 mètres. Mais, de nouveau, au Sud de Marguail, l'Ellé échappe à l'étreinte des terrains cristallins; dans les grès stéphaniens de La Villedieu, sa vallée s'épanouit une dernière fois avant d'atteindre celle de la Vézère. Ainsi, tout le long du cours d'eau, se manifestent les influences structurales. Si, dans la traversée des roches primitives, la vallée se réduit à une gorge, c'est pour des causes déjà signalées à propos des gneiss de Jumilhac et des schistes cristallins de Génis. La roche est protégée en surface contre le ruissellement par une épaisse couche de sol meuble et perméable provenant de la décomposition chimique; sous ce manteau protecteur elle conserve, grâce à son homogénéité et à sa compacité, toute sa force de résistance à l'érosion. De sorte que, lorsque par érosion linéaire les cours d'eau l'ont atteinte, ils ne peuvent que creuser une étroite coupure, les versants de la gorge ne reculant que très difficilement sous l'influence de l'érosion latérale et du ruissellement.

Pour ces diverses raisons : œuvre de l'érosion différentielle dans une région de terrains sédimentaires enchâssant un bloc de roche cristalline, incapacité des cours d'eau à élargir leur vallée, le massif de Châtres se dresse au-dessus des pays voisins comme un fragment avancé du Limousin vers le Sud. D'accès difficile, il sépare les pays du Sarladais de ceux du Bassin de Brive; Hautefort et ses alentours tournent le dos à la Vézère, s'écartent des centres d'attraction de Terrasson et de Montignac pour graviter vers Périgueux, tandis que les pays qui entourent la zone de confluence de Condat sont attirés soit vers le Sud, soit vers l'Est, en direction de Sarlat ou de Brive. Le Massif de Châtres constitue ainsi, au sein du Périgord, comme les massifs granitiques du Nontronnais et de

Montchabrol, un pôle répulsif d'où s'écartent routes et cours d'eau sous l'influence d'un relief structural vigoureusement remis en valeur par l'érosion tertiaire et quaternaire.

CONCLUSIONS SUR LE RELIEF DU PÉRIGORD SEPTENTRIONAL.

L'analyse du paysage morphologique compris entre les limites septentrionales du Périgord et la zone de séparation entre terrains cristallins et terrains sédimentaires montre avec netteté la prépondérance écrasante du relief cyclique : surfaces quasi horizontales des plateaux, larges couloirs d'érosion dessinant des replats au-dessus des vallées en gorge, ruptures de pente soulignant la progression des vagues d'érosion venues de l'aval frappent le regard et paraissent parfois suffisantes à l'explication des formes du terrain.

Mais si ces surfaces d'érosion se sont conservées avec tant de netteté dans cette région du Périgord septentrional, c'est à la structure des roches qu'il faut en faire remonter la cause. C'est parce que schistes cristallins, gneiss et granites résistent fort bien par leur homogénéité, par leur couverture due à la décomposition chimique et par la compacité de leurs éléments au ruissellement et à la destruction linéaire et latérale des cours d'eau que se sont maintenus de vastes fragments de la pénéplaine éocène et de nombreux replats des surfaces d'érosion postérieures. Quant aux épicycles quaternaires ils ont dû arrêter leur effort à la limite même de ces pays cristallins sur lesquels ils ne pouvaient mordre que très difficilement.

C'est donc la structure qui maintient l'opposition entre les vallées étroites et les plateaux largement étalés du Nontronnais et de la région de Lanouaille, qui conserve indéfiniment les formes caractéristiques du relief en creux. Certes, cette stabilité n'est pas faite pour donner au paysage une très grande variété et l'homogénéité relative du sous-sol se reflète dans la monotonie des ondulations de la surface aux lignes fuyantes vers l'horizon. Pourtant, des nuances structurales suffisent à introduire çà et là quelque variété dans les formes du relief : aux croupes arrondies du granite s'opposent les arêtes vives, quasi-parallélipédiques, des gneiss et des schistes cristallins; aux sommets en forme de coupole de Montchabrol et de Vieillecourt, séparés par de larges vallées aux versants adoucis, s'opposent également les plateaux de Génis et de Saint-Mémin brutalement coupés par la gorge au fond de laquelle coule l'Auvézère.

Enfin, l'orientation des couches géologiques du Sud-Est au Nord-Ouest a permis à l'érosion différentielle de tracer çà et là l'esquisse d'un relief appalachien; la butte de quartz qui atteint 413 mètres au Puy-de-l'Ane, la croupe du massif granitique de Montchabrol, celle des schistes sérieux de Châtres semblent préfigurer un relief plus fortement différencié et qui peut-être existera un jour quand les cours d'eau subséquents, plus développés, auront fouillé le substratum cristallin et mis en valeur les moindres variations de structure. Mais, actuellement, il est encore difficile de comparer les quelques buttes de direction sud-armoricaine

aux longues rides des Appalaches, ni même à la topographie si curieuse du Sud du Bassin de Rennes où les crêtes de grès courent du Sud-Est au Nord-Ouest au-dessus des dépressions schisteuses.

Quoi qu'il en soit, les terrains cristallins du Périgord septentrional, par leur grande résistance aux forces d'érosion, s'opposent aux terrains sédimentaires plus tendres et plus hétérogènes du Périgord central. De sorte que le contraste morphologique entre les plateaux de Saint-Saud et de Lanouaille et les collines du Ribéracois ou du Sarladais est bien plus vigoureux qu'on ne le croit d'ordinaire; il s'inscrit avec une netteté éclatante dans le paysage et c'est cette opposition qui apparaîtra quand on aura analysé à leur tour les formes du relief structural dans les régions du Lias, du Jurassique et du Crétacé, autour de Ribérac, de Périgueux et de Sarlat.

CHAPITRE III

LE PÉRIGORD JURASSIQUE ET CRÉTACÉ

§ I. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX

1° LIMITES ET ORIGINALITÉ.

Entre le Périgord septentrional, constitué par des roches cristallines, et les régions tertiaires de la Double, du Landais et du Bergeracois, s'étend la partie centrale du Périgord constituée par les sédiments secondaires du Trias, du Lias, du Jurassique et du Crétacé ([15], carte I). Ses limites sont nettement tracées au Nord-Est par le contact du Massif Central et du Bassin Aquitain, le long d'une ligne jalonnée par les bourgades de Nontron, Thiviers, Excideuil et Terrasson. Vers l'Est et vers le Sud, elles coïncident avec celles du Périgord et du Quercy, de Terrasson à Cazoulès et de Cazoulès à Villefranche-du-Périgord. Au Sud-Ouest, il est plus difficile d'indiquer où commencent les terrains tertiaires; toutefois on peut prendre comme zone de séparation celle qui passe par Monpazier, Beaumont, Mouleydier, Chantérac et Saint-Aulaye. Enfin, au Nord-Ouest, la frontière du Périgord secondaire coïncide avec celle du pays des Charentes, de Saint-Aulaye à Javerlhac, soit, en gros, le cours de la Dronne et de la Nizonne, puis les hauteurs de Connezac et Saint-Robert.

Ainsi se trouve délimité un vaste parallélogramme de terrains secondaires de 110 kilomètres de long sur 60 de large. Là, le relief structural affecte des formes très différentes de celles du Périgord septentrional; sous l'influence des cours d'eau travaillant dans un matériel assez tendre, les plateaux se morcellent en d'innombrables collines, les vallées s'élargissent et l'ensemble de ce paysage topographique s'incline lentement du Nord-Est au Sud-Ouest et du Sud-Est au Nord-Ouest, de 300 à 350 mètres vers Hautefort et Sarlat à 100 et 150 mètres vers Mouleydier et Mareuil. Cependant, au milieu des collines, surgissent des accidents pittoresques, buttes tabulaires, vallées aux pentes dissymétriques, escarpements ruiniformes, coteaux au profil arrondi en « down », vallons rectilignes ou sinueux. Tant de variété dans le détail reflète une struc-

ture également très variée qui oriente l'étude du relief structural vers une analyse des accidents de la morphologie par zone de terrains.

2° LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES DU PÉRIGORD CENTRAL ET LES DIVISIONS DU RELIEF STRUCTURAL.

A cause du pendage général des couches géologiques vers le Sud-Ouest, les terrains les plus anciens de l'ère secondaire affleurent au Nord-Est et les plus récents au Sud-Ouest. Le Périgord central se partage ainsi en bandes grossièrement parallèles et de superficie très inégale. C'est d'abord, en bordure des terrains cristallins, la zone très étroite du Trias et du Lias à laquelle on peut adjoindre le Permien du Bassin de Brive; puis viennent les étages du Jurassique faiblement étalés, sauf entre Excideuil et le Change, sur la Loue et l'Auvézère; enfin, c'est le Crétacé moyen et supérieur, du Cénomanién au Dordonién (Maestrichtien), qui recouvre la plus grande partie du Ribéracois, du Sarladais et des alentours de Périgueux.

Mais beaucoup plus que l'âge, c'est la structure même de la roche qui intéresse le géographe [182]; selon sa résistance aux forces d'érosion, selon sa perméabilité, elle détermine des formes de relief très différentes les unes des autres. De même pour la morphologie, la notion d'étage est moins importante que celle d'horizon, car, si parfois un étage géologique est uniquement composé d'une seule catégorie de roches, il se divise plus souvent en plusieurs horizons correspondant à des faciès différents qui imposent tour à tour au paysage des lignes tourmentées ou molles, vigoureuses ou insignifiantes. Sans doute pourrait-on étudier dans son ensemble le relief structural du Périgord liasique ou jurassique car, en gros, chacune de ces divisions géologiques correspond à une structure particulière des roches et par conséquent à des formes déterminées de relief. Cependant, il vaut mieux séparer, dans chacune de ces zones, les roches dures et les roches tendres, les terrains perméables et les terrains imperméables. C'est en s'appuyant sur ces principes que l'on parviendra à mettre un peu d'ordre et de clarté dans les innombrables détails du relief structural périgourdin.

§ II. — LA DÉPRESSION PÉRIPHÉRIQUE DU MASSIF CENTRAL EN PÉRIGORD

1° CARACTÈRES GÉNÉRAUX.

D'une manière générale, les hautes terres du Massif Central sont entourées d'une dépression topographique qui porte divers noms selon les régions : Boischot et Val-de-Germigny en Berry, Auxois, Bazois et Terre-Plaine autour du Morvan, Limargue dans le Quercy. On l'attribue à la présence, au pied des terrains cristallins, des sédiments tendres du Lias; la plupart des horizons de cette période du Jurassique inférieur

étant constitués par des marnes et des argiles, l'ensemble de la formation a mal résisté à l'érosion; des rivières subséquentes s'y sont établies parallèlement à la bordure du Massif Central et elles ont déblayé de larges bassins entre les derniers contreforts du Massif et les premiers escarpements du Jurassique moyen.

En Aquitaine, cette dépression existe également, mais par suite de phénomènes tectoniques et de variations dans l'épaisseur et la nature des sédiments du Lias, elle n'a pas partout la même étendue et la même profondeur. Si elle est partiellement supprimée dans l'Albigeois, par suite de l'avancée des terrains tertiaires jusqu'aux premières pentes du Massif Central, elle s'étale largement, avec un relief très tourmenté de collines et d'amples vallées, entre le Quercy et les Ségalas du Rouergue et du Bas-Limousin; elle offre là un tel degré d'originalité que les géographes lui ont attribué un nom particulier : le *Limargue*, tiré du vocabulaire local et employé par les paysans pour désigner les lourdes terres argileuses de la région. Grâce à l'épaisseur considérable des assises marneuses faiblement inclinées vers l'Ouest, le Limargue atteint 10 à 15 kilomètres de large. Il est dominé à l'Est par les sombres croupes de la Châtaigneraie et à l'Ouest par les escarpements d'une côte bajocienne discontinue, d'épaisseur variable, qui atteint toute son ampleur en aval de Saint-Céré sur la rive gauche de la Bave. Il se prolonge au Nord de la Dordogne, le long des vallées de la Tourmente et de ses affluents jusqu'à proximité de la butte de Turenne où les calcaires du Bathonien et du Bajocien viennent en contact avec les terrains permians du massif de la Ramière [7].

La dépression périphérique du Massif Central reparait en bordure du Périgord, dans la région de Terrasson et de Ladornac. Mais elle prend alors une allure si complexe, elle se réduit dans de telles proportions qu'il faut, pour lui redonner quelque ampleur, lui adjoindre la portion occidentale du Bassin de Brive composée de terrains permians coiffés par des buttes de Lias. Au delà, vers le Nord-Ouest, il n'y a plus qu'un mince liseré de terrains liasiques qui entoure le Sud et l'Ouest du massif de Châtres et que l'on suit, de vallée en vallée, par Cherveix-Cubas, sur l'Auvézère, Excideuil, sur la Loue, jusqu'à Cognac, sur l'Isle. On le retrouve autour de Thiviers, de Saint-Jean-de-Cole et de Saint-Pardoux-la-Rivière; puis il disparaît sous les terrains de transport descendus du Limousin et sous les avancées du Jurassique qui vient recouvrir parfois les roches cristallines du Nontronnais. S'il reparait à Teyjat et à Soudat, sur les versants des vallées, son influence morphologique est très réduite et, au contact de l'Angoumois et du Confolentais, il ne saurait être question de décrire une région déprimée quelconque au pied du Massif Central.

Mais, en Périgord, on ne peut en nier l'existence: il s'agit d'une série de bassins coupés de collines, parsemés de formes topographiques très pittoresques, parfois surprenantes par leur ampleur et qu'il convient d'analyser en tenant compte à la fois des formes du Lias et du Permien (photo XVI).

Photo XVIII.

BUTTE-TÉMOIN
DE PERPÉZAC-LE-BLANC
DANS LE BASSIN
DE BRIVE OCCIDENTAL.

Une plaque de calcaire du Lias, protégeant les grès tendres du Permien, forme cette butte du Bassin de Brive et constitue une surface structurale de 350 mètres d'altitude coïncidant avec la surface d'aplanissement éocène; à l'horizon vers la droite, fragment de la surface prèstéphanienne; à droite et à gauche de la butte, des épaulements à 280 mètres appartenant à la surface prèstampienne.



Photo XIX.

LA CÔTE
DU CALCAIRE BAJOCIEN
À HAUTEFORT.

Le sommet est constitué par la côte du calcaire bajocien; à quelques dizaines de mètres au-dessus de la vallée, on distingue une rupture de pente due à la présence d'un banc calcaire du Charmouthien; structure et relief rappelant les côtes bourguignonnes au Nord et à l'Est du Morvan.



Photo XX.

ESCARPEMENTS
DE CALCAIRE BATHONIEN
À GUBJAC.

Très grande perméabilité, peu ou pas de ruissellement; végétation xérophile. Au pied de la pente, à droite, début d'une doline.





Photo XXI.

COLLINES DE CALCAIRE JURASSIQUE (Portlandien et Virgulien)
PRÈS DE SAINT-POMPON.

Les sommets, qui appartiennent au niveau d'érosion éocène, sont couverts de calcaire en plaquettes du Portlandien et ils sont parsemés de « cloups »; les pentes sont découpées dans les marnes du Virgulien de là leur profil de « down ».



Photo XXII.

LA CÔTE DE CALCAIRE CONIACIEN A JAYAC.

Très boisée et très festonnée, cette côte repose sur les terrains plus tendres de l'Angoumien; au premier plan, les pentes des collines découpées dans le calcaire jurassique. La côte a reculé par érosion obséquente des terrains tendres (ruissellement, soutirage, solifluction, creeping, etc.).

2° LA STRUCTURE DU LIAS ET DU PERMIEN EN PÉRIGORD.

Comme on vient de le souligner, la structure du Lias, en Périgord, ne favorise pas le développement d'une large dépression périphérique comme dans le Limargue; la faible puissance des horizons et leur caractère calcaire n'ont pas permis à l'érosion différentielle de faire jaillir de vigoureux contrastes. Des couches tendres, comme les marnes du Charmouthien, disparaissent vers Terrasson alors qu'elles sont bien développées vers Gramat et Saint-Céré. Les argiles bleues du Toarcien se réduisent dans le Nontronnais à quelques mètres d'épaisseur. En outre, l'ensemble de la formation liasique comprend surtout des calcaires semblables à ceux du Jurassique de sorte qu'il est difficile parfois d'opérer des distinctions morphologiques. Pourtant, le Lias conserve encore une structure assez variée pour déterminer des formes de relief originales provenant de l'alternance de roches dures et de roches tendres, de roches perméables et de roches imperméables. Si on lui ajoute la bordure occidentale du Bassin de Brive, avec des terrains permien de structure également très diverse, la gamme des horizons gagne largement en variété [139 et 196].

Ainsi, on peut classer parmi les terrains tendres les argiles toarciennes qui couronnent le Lias dans le Bassin Aquitain. En Périgord elles atteignent 30 à 40 mètres d'épaisseur entre Terrasson et les environs de Saint-Orse. Elles s'amincissent vers le Nord-Ouest jusqu'à n'avoir plus, vers Nontron, que quelques mètres de puissance. Brunes ou vertes, elles sont particulièrement molles; elles glissent le long des pentes et le pied s'y enfonce l'hiver quand elles sont imbibées d'eau.

A la base du Lias, les grès et les sables blancs du Rhétien, que l'on confond souvent avec les grès du Trias, fort peu développés, sont très friables : ils résistent mal à la décomposition chimique et donnent des arènes que le ruissellement entraîne vers les vallées. Mais leur épaisseur est faible : à peine une dizaine de mètres; toutefois leur formation est continue, on les trouve aussi bien autour de Thiviers que de Badefols-d'Ans et partout leur influence sur le relief, à la base d'une épaisse formation calcaire, offre les mêmes caractères.

En revanche, les grès permien, grès rouges inférieurs, grès de Louignac, grès rouges supérieurs, se présentent sous des épaisseurs de 80, 100 et 150 mètres. Argilo-sableux, avec des grains de quartz plus ou moins fins, parfois poudingiformes, coupés de lits de schistes ou d'argile, ils se désagrègent aisément et le ruissellement démantèle sans peine leurs collines (fig. 10, p. 43).

A ces trois sortes de terrains tendres ou friables s'opposent quelques horizons particulièrement résistants à l'érosion subaérienne. Ils se situent entre le Rhétien et le Toarcien. Ce sont les calcaires charmouthiens subliothographiques, de teinte bleuâtre, très durs, grenus, avec des cargneules à la base. Si les calcaires sinémuriens sont parfois affaiblis par la présence de minces lits d'argile, ceux de l'étage hettangien sont les plus épais, les plus durs, avec un grain fin et une cassure lithographique; ils se présentent en bancs réguliers que l'on exploite pour pierre de taille.

L'ensemble de ces horizons calcaires atteint 150 mètres d'épaisseur vers Terrasson, mais diminue peu à peu vers le Nord-Ouest; à Thiviers ils n'ont plus que 80 mètres; vers Nontron ils se réduisent à une dizaine de mètres. Mais partout ils constituent une solide carapace que l'érosion démantèle difficilement.

A la résistance plus ou moins grande de la roche il convient d'ajouter, si l'on veut saisir toutes les nuances de la morphologie, le degré de perméabilité et l'inclinaison plus ou moins accentuée des strates. Une roche perméable atténue le ruissellement et résiste mieux à l'érosion qu'un terrain imperméable sur lequel s'écoulent, parfois avec violence, les eaux de pluie. Or, d'une manière constante, les calcaires les plus durs sont les plus perméables; par leurs diaclases, les cargneules et les dolomies du Charmouthien laissent aisément s'infiltrer les averses, de sorte que leur surface est protégée contre l'érosion des eaux courantes. En revanche, les argiles du Lias et les grès du Rhétien et du Permien laissent difficilement pénétrer l'eau dans leurs strates; à chaque averse des ruisselets se forment à leur surface, et comme ils sont tendres et friables, on les voit souvent rayés de petits ravins qui contribuent à leur démantèlement.

Enfin, il convient de faire intervenir les influences tectoniques. Comme on le verra plus loin, une roche restée horizontale, soit parce qu'elle est située au sommet d'un anticlinal, soit surtout parce qu'elle constitue la base d'un synclinal, résiste mieux à l'érosion qu'une roche inclinée. Les raisons n'en sont peut-être pas très claires; on essayera de les découvrir quand se présenteront des formes topographiques appropriées (fig. 52).

Bref, cette alternance de terrains tendres et de terrains durs, de terrains perméables et de terrains imperméables, de strates horizontales et de strates inclinées, assure aux formes du relief dans le Lias une très grande diversité qui les oppose aux paysages plus monotones des plateaux cristallins du Nord et des plateaux jurassiques du Sud. Sur de courtes distances, qui ne dépassent parfois guère plus de 4 à 5 kilomètres, se succèdent bassins et buttes-témoins, escarpements de côtes et vallées subséquentes. Dans l'infinie variété de ces accidents morphologiques, on peut introduire un peu de clarté en distinguant les formes en creux qui se sont créées aux dépens des terrains tendres, et les formes en relief qui sont constituées par des roches dures.

3° BASSINS ET VALLÉES SUBSÉQUENTES.

a) *Entre Bandiat et Vézère* [3].

La dépression périphérique du Massif Central n'apparaît pas toujours avec beaucoup de netteté quand on passe du Limousin en Périgord. La plupart des routes que l'on suit sont fixées sur les croupes des terrains cristallins, courent à travers bois avant de descendre dans les vallées périgourdines, et ne laissent pas deviner le plus souvent les replis du paysage au pied des hauteurs de Saint-Saud et de Preyssac. Ainsi, entre

les vallées de la Dronne et de l'Isle, les plateaux de gneiss et de schistes passent insensiblement aux plateaux de calcaire jurassique recouverts de dépôts oligocènes. Au Nord de Thiviers, les altitudes se tiennent autour de 290 mètres; elles sont encore à 270 mètres à 2 kilomètres au Sud de cette localité. Il en est de même entre la Loue et l'Auvézère, où une dure carapace de calcaires bajociens et bathoniens maintient le niveau des plateaux de Lanouaille à 280-300 mètres jusqu'au Sud de Coulaures. En ces divers points, la faible épaisseur des argiles toarciennes et des grès rhétiens et leur pendage très accentué vers le Sud-Ouest ne leur permet pas de jouer un rôle important dans la morphologie : schistes cristallins, calcaires hettangiens et charmouthiens, oolithe bajocienne se relaient rapidement, sans permettre une dénivellation sensible dans les croupes.

Il n'en est pas moins vrai que les plateaux du Limousin méridional dominant dans l'ensemble de 100 à 150 mètres les collines du Périgord. On le constate d'une manière très nette lorsqu'on s'élève, au Nord de Milhac-de-Nontron, sur les hauteurs de la Jaunie et de la Verrière, formées de schistes sériciteux et de micaschistes. Du haut de ces belvédères, situés à 315 mètres d'altitude, on voit s'évaser au Nord-Ouest l'amphithéâtre où s'est fixé Saint-Pardoux-la-Rivière, et au Sud-Est la conque où s'est niché Saint-Jean-de-Cole; plus loin, vers le Sud-Ouest, s'étale un immense panorama constitué par des collines boisées dont les sommets ne dépassent pas 200 à 230 mètres. Par contre, quand on remonte la vallée de l'Auvézère en venant de Périgueux, on aperçoit de Sainte-Eulalie-d'Ans et de Tourtoirac, se dressant dans le lointain comme une barre sombre, le puissant massif granitique de Montchabrol, avec ses pentes couvertes de châtaigniers et parsemées de maisons blanches.

La dénivellation n'est cependant pas régulière. De petits bassins l'accroissent au débouché des cours d'eau dans le Lias; Saint-Pardoux sur la Dronne, Saint-Jean sur la Cole, Corgnac sur l'Isle, Excideuil sur la Loue (photo XVI), Cherveix sur l'Auvézère s'étalent dans de belles dépressions verdoyantes qui enchantent le regard quand on sort des gorges étroites du Nontronnais et du pays de Lanouaille. De même, le Blême, qui descend des hauteurs de Grange-d'Ans, et le Ser, qui prend sa source dans le causse de Thenon, épanouissent leur vallée dans les terrains liasiques de Saint-Orse et de La Bachellerie. Le cas le plus typique est sans doute celui de la Loue à Excideuil. En amont de la Forge de Saint-Médard, le cours d'eau coule dans une étroite vallée sciée à travers les porphyroïdes d'Essaindiéras et les schistes satinés de Clermont. Mais, parvenue à la Forge, la Loue échappe à l'étreinte des roches cristallines, et brusquement sa vallée s'épanouit au pied d'une barre sombre qui domine Excideuil de 150 mètres au minimum. De part et d'autre des alluvions modernes, qui s'étalent sur un kilomètre de largeur, s'élèvent lentement les versants découpés dans les sédiments du Lias. De petits cours d'eau subséquents ont également affouillé les terrains tendres, de sorte que tout autour d'Excideuil, sur un rayon de 4 à 5 kilomètres, les altitudes ne dépassent pas 200 mètres. Cependant, vers l'aval, le paysage change de nouveau. Les versants se rapprochent, s'élèvent, et la vallée s'encaisse,

mais en prenant des allures de cañon, dans les calcaires bathoniens et bajociens. De sorte que le bassin d'Excideuil a vaguement la forme d'un triangle dont la base est constituée par la barre des porphyroïdes d'Essaïdières et les deux autres côtés par les hauteurs de calcaire jurassique (carte IV, p. 68).

Les autres bassins de Cherveix, d'Azerat, de Grange-d'Ans, de Saint-Jean-de-Cole ou de Saint-Pardoux ont des formes analogues à celui d'Excideuil, et, comme ils sont situés à peu près sur une même ligne, en bordure des terrains cristallins, ils tendent à se rejoindre par les vallées subséquentes qui convergent vers la vallée principale. La route qui unit Nontron à Excideuil, ainsi que la voie ferrée qui atteint Hautefort, les suivent fidèlement, pour éviter les trop fortes dénivellations dans cette région abondamment coupée. Il n'est pas jusqu'au Bandiat qui n'esquisse dans le Lias de Saint-Martial-de-Valette un tronçon de vallée subséquent. Mais comme il est surtout établi dans le Jurassique, en aval de Nontron, on n'examinera son cas que plus tard.

Si l'on recherche enfin la cause de toutes ces conques et de tous ces amphithéâtres qui donnent tant de grâce et de pittoresque à ces petits pays de Saint-Pardoux et d'Excideuil, on constate que ce sont surtout les argiles toarciennes qui sont à l'origine des dénivellations; elles constituent la plus grande partie des pentes en amont d'Azerat, sur le Ser, et de Saint-Orse, sur le Blême: elles affleurent également à mi-coteau autour de Cherveix. A Excideuil, à Cognac et à Saint-Pardoux, elles occupent le fond des vallées: à Thiviers et à Saint-Germain-des-Prés, elles recouvrent les sommets des collines: partout leur présence a rendu plus facile la désagrégation des versants: elles ont glissé vers le bas, et les carapaces calcaires, mal soutenues, se sont effondrées. Enfin, le déblaiement des bassins a été d'autant plus rapide que, par suite de la dépression structurale, ils devenaient aisément un lieu de convergence pour les petits cours d'eau d'alentour.

b) *Dans le Bassin de Brive* (carte V et X, [4]).

Dans la partie occidentale du Bassin de Brive, la dénivellation entre les plateaux cristallins et les collines sédimentaires est encore plus accentuée que dans la région d'Excideuil-Saint-Pardoux. Au pied du massif granitique de Montchabrol, qui s'élève jusqu'à 366 mètres au Puy Cornu, se déroulent les collines de Sainte-Trie, de Boisseuilh et des Teillots, dont les sommets ne dépassent guère 250 mètres. De même, vers le Sud, au pied du massif de Châtres, qui culmine à 334 mètres, les croupes de Louignac et des Bernissous atteignent à peine 200 à 220 mètres. L'impression de dénivellation est encore accentuée par la présence de larges vallées subséquentes qui évident la masse des grès permien: vallées de la Lourde et de ses affluents, le Dalou et la Bauze, auxquelles s'ajoutent les ramifications obséquentes de l'Ellé et de ses tributaires à Villac, et du Taravellou au Sud de Badefols-d'Ans. Grandes vallées, collines aux courbes molles s'étalent au pied des hauteurs cristallines qui les encadrent et constituent bien, quoi qu'on en ait dit, un bassin au sens topographique du mot, un bassin parsemé de hauteurs comme celui du Puy, plus élevé

de 100 à 150 mètres que la vallée de la Vézère, toute proche, mais nettement en contre-bas des massifs encadrants.

Une telle dépression provient de la nature même des terrains qu'elle contient : grès rouges, à ciment peu cohérent, qui se désagrègent aisément sous l'attaque de l'érosion chimique et, par leur caractère imperméable, favorisent le ruissellement. Il se forme sans cesse à leur surface une épaisse arène, par décomposition de la roche sous-jacente, et, quand une averse violente se produit, cette arène est entraînée aisément vers les vallées. Les pentes sont striées de ravines qui paraissent saigner comme des blessures. Quand il pleut, vers l'Ellé et la Lourde, roulent d'innombrables ruisselets rougeâtres, chargés de sables et d'argiles. Il n'est donc pas étonnant qu'une dépression subséquente se soit ainsi dessinée entre le massif de Châtres, au Sud, et celui de Montchabrol, au Nord, et que l'érosion différentielle ait partiellement remis en valeur, au Sud la faille de Châtres, et au Nord un fragment de la pénéplaine précambrienne sur les granites de Soudenas et des Fontanelles.

Une seule exception : à l'Est de Villac, à l'extrême limite du Périgord, les grès permien ont mieux résisté à l'érosion; auprès des hameaux de la Sudrie et de Souvignac, des émanations siliceuses, provenant sans doute des failles de Châtres et de la Valette qui convergent en ce point, ont durci les terrains encaissants; elles ont donné naissance à des bancs énormes, très durs, capables de protéger contre toute atteinte de l'érosion les terrains détritiques sous-jacents. Aussi les collines de cette région du Bassin occidental de Brive ont-elles conservé une altitude respectable de 300 mètres.

c) *La vallée de la Vézère à Terrasson.*

Enfin, en amont de Condat et du Confluent du Ser, la Vézère coule à travers une vallée large de 1 à 3 kilomètres et à une altitude de 80 à 90 mètres seulement. Cette profonde coupure peut être considérée également comme un élément de la dépression périphérique du Massif Central. Orientée de l'Est à l'Ouest, elle traverse en diagonale les terrains permien et liasiques, orientés plutôt du Sud-Est au Nord-Ouest; mais l'angle entre ces deux directions est assez faible, surtout dans la partie orientale du bassin, de Larche à Terrasson, de sorte que cette portion de vallée a une allure presque subséquente : ses affluents, la Logne de Brignac et la Couze de Saint-Cernin, ne font qu'accentuer par leur vallée ce caractère subséquent de la dépression. Des failles sont également intervenues pour guider l'érosion du cours d'eau; cachées sous les alluvions récentes, elles séparent, entre Terrasson et Condat, le Lias du Stéphanien. Cette vallée est donc à la fois le résultat de la tectonique, de la structure et de l'érosion [7, 196].

En ne l'examinant qu'au point de vue structural, on constate qu'elle commence à s'élargir en aval de Saint-Pantaléon, après avoir traversé par une cluse les grès gris de la Combe et du Verdier, un des rares horizons assez résistants du Permien. Elle atteint sa plus grande largeur entre Pazayac et Terrasson, quand elle est encadrée de grès rouges au Nord, de grès rhétiens au Sud. Puis elle se resserre peu à peu et s'engage

dans le Jurassique par l'étroit goulet de Condat. Une telle disposition répond évidemment à la structure des terrains encaissants : entre Cublac et la Ruemondie, les grès permienés ravinés, peut-être soliflués, dessinent des croupes molles, des versants adoucis et concaves que les méandres du cours d'eau ont aisément entamés. Le versant méridional est plus abrupt; comme on le verra plus loin, les calcaires hettangiens et sinémuriens forment une corniche solide; mais à leur base les grès rhétiens sont aisément attaqués, et leur recul a permis à la Vézère d'élargir sa coupure. Entre la Villedieu et Bouillac, la vallée est moins large, les grès houillers résistent mieux au ruissellement que les grès permienés; les grès rhétiens disparaissent après Gaubert; enfin, le Bathonien vient opposer au cours de la rivière ses dures masses calcaires : à Condat, les versants de la vallée ne sont pas éloignés de plus de 500 mètres l'un de l'autre, et leur pente s'est très sensiblement redressée.

Pourtant, continué vers l'Ouest par la belle vallée du Ser, le bassin de Terrasson constitue au pied des schistes sérieux de Châtres une profonde dépression qui donne beaucoup de vigueur au relief du Périgord oriental. Il s'inscrit ainsi dans la série des vallées subséquentes qui se succèdent de Nontron à Larche en bordure du Massif Central, et contribue à créer une dénivellation très nette au pied des plateaux cristallins du Limousin.

CONCLUSION.

Sans doute, dans cette partie septentrionale du Bassin Aquitain, la dépression périphérique, que l'on rencontre fréquemment autour des hautes terres du Centre de la France, n'a-t-elle pas la continuité et la netteté qu'on lui trouve dans le val de Germigny ou dans la Terre Plaine. Elle est formée plutôt d'une série de dépressions que des cols subséquents joignent les unes aux autres. Elle n'en existe pas moins en contre-bas des plateaux de Saint-Saud et de Génis; très réduite au Nord-Ouest près de Nontron, interrompue à plusieurs reprises par des croupes de calcaire jurassique raccordées aux terrains cristallins du Nord, elle prend peu à peu de l'ampleur vers le Sud-Est. Le massif de Châtres l'oblige à se scinder en deux : au Nord-Est, elle pénètre dans le bassin de Brive; au Sud-Ouest, elle se glisse, par les vallées du Blême, du Ser et de la Vézère, entre les roches primitives de Châtres et les calcaires jurassiques de Thenon. C'est là qu'elle atteint sa plus grande étendue et qu'elle crée les plus fortes dénivellations, les plus hauts reliefs et les plus profondes vallées, puisque la différence d'altitude entre la Vézère et le Puy Cornu est de près de 300 mètres. Mais au Nord-Ouest de cette région, elle introduit également des contrastes morphologiques entre les plateaux cristallins du Limousin et les régions sédimentaires du Périgord; ces contrastes ne peuvent échapper au regard quand on suit les routes qui descendent de Lanouaille vers l'Auvézère et de Saint-Saud vers la Dronne; ils font succéder à la monotonie des surfaces granitiques et schisteuses la variété pittoresque des vallons et des collines, des replats et des corniches taillées dans des roches claires. Ils créent ainsi un nouveau paysage morpholo-

gique qui a pris naissance lors du premier démantèlement de la surface d'érosion éocène, avant le Stampien, qui s'est accentué dans ses lignes essentielles au cours de l'Oligocène et du Miocène, pour prendre toute son ampleur à la fin du Pliocène et au Quaternaire, puisque les cours d'eau actuels se sont encaissés de 120 mètres par rapport à la surface d'érosion mio-pliocène dans la région de Terrasson.

4° CÔTES ET BUTTES-TÉMOINS.

Pour terminer l'étude des formes de contact entre les terrains cristallins du Limousin et les terrains sédimentaires du Lias, il reste à décrire, après le relief en creux, le relief en bosse : côtes et buttes-témoins déterminées par la présence de roches dures. Entre les argiles toarciennes et les grès rhétiens s'intercalent plusieurs horizons calcaires appartenant aux étages hettangien, sinémurien et charmouthien ; la cohésion de leurs éléments et leur perméabilité ont permis à ces roches de résister à l'attaque de l'érosion. Aussi forment-elles, de Nontron à Terrasson, une série de reliefs relativement élevés, aux lignes compliquées, souvent dissymétriques à cause des déformations tectoniques qui les affectent. On peut y distinguer des côtes, des buttes-témoins avec plates-formes structurales et escarpements ruiniformes, et on peut les répartir en plusieurs groupes selon la région.

a) *Du Bandiat au Blâme* (carte X).

A l'Ouest de Saint-Pardoux-la-Rivière, les reliefs, créés par les calcaires du Lias, n'ont à peu près aucune importance ; les sédiments du Jurassique s'avancent au-dessus du Charmouthien et de l'Hettangien, très réduits en épaisseur, et viennent reposer directement sur les granites du Nontronnais. A Saint-Pardoux-la-Rivière, les calcaires charmouthiens créent quelques escarpements au Sud du hameau de Chaumeille. Mais ce n'est vraiment qu'après Milhac que le Lias calcaire intervient dans le relief. Les calcaires oolithiques de l'Hettangien constituent le socle du beau promontoire où s'est fixé Saint-Martin-de-Fressengeas ; qu'on escalade la hauteur de l'Ouest ou du Sud, on croise partout la corniche du Lias, qui descend lentement vers le Sud et se relève vers le Nord, selon les dislocations tectoniques qui ont affecté les schistes cristallins du substratum.

Autour de Thiviers, les mêmes calcaires hettangiens, renforcés çà et là par les grès et les calcaires à bélemnites du Charmouthien, constituent deux sortes de reliefs : d'une part, au Nord-Est de Nantheuil, ils déterminent le causse tourmenté du Puy-Saint-Jean et de Courtigeaud, plate-forme structurale qui tranche, par ses horizons découverts, sur les plateaux cristallins tout proches ; d'autre part, autour d'Eyzerac et de Corgnac, les mêmes calcaires se trouvent au fond des vallées, qu'ils encadrent de corniches blanchâtres et qu'ils contribuent à transformer en petits cañons (fig. 3).

De même, plus à l'Est, autour de Prémilhac, de Saint-Sulpice-d'Excideuil et de Nanthiat, par suite du jeu des failles, les calcaires de l'Het-

tangien apparaissent tantôt dans le fond des vallons, qu'ils encadrent de versants âpres et secs, tantôt sur les plateaux, où ils établissent leurs formes tabulaires de causse, avec esquisses de vallées sèches, comme au pied de Nazac. Mais la faible épaisseur de la carapace calcaire sur les terrains cristallins ne permet pas le développement de formes karstiques amples et nettes; seul un paysage plus clair, plus plat, plus sec révèle la nature du sous-sol.

De semblables aspects morphologiques encadrent le bassin d'Excideuil : des plaques de calcaires de l'Infralias s'élèvent du fond de la vallée où coule la Loue, vers les hauteurs cristallines du Puy Segenay et de Preyssac. Là, autour de Preyssac en particulier, l'Hettangien dessine une côte bien marquée, d'une dizaine de mètres au-dessus des porphyroïdes d'Excideuil.

La même côte se poursuit vers l'Est, autour d'Anlhiac, et vient dominer de ses petites corniches blanchâtres les gorges de l'Auvézère creusées dans les schistes satinés de Génis. Mais ici elle se dédouble, car en arrière surgit un nouvel escarpement de quelques mètres, déterminé, au Nord d'Anlhiac, par une plaque de calcaire charmouthien. Ce sont ces deux escarpements, séparés par un replat structural de quelques centaines de mètres de largeur, que l'on voit descendre à flanc de colline sur la rive droite de l'Auvézère, jusqu'au moulin de Saint-Hilaire, près de Tourtoirac [3]. Là, par suite de l'inclinaison générale des couches géologiques vers le Sud-Ouest, les deux bancs calcaires, qui se trouvaient à près de 300 mètres d'altitude à Preyssac, disparaissent sous la vallée à une altitude inférieure à 150 mètres. On a ainsi un exemple assez rare de côte dédoublée et affectée d'une assez forte inclinaison par suite des mouvements tectoniques. Des failles interviennent d'ailleurs en deux points, à Ville Gondou et au Temple-de-l'Eau, pour interrompre la continuité des strates calcaires et apporter encore plus de variété dans ces détails de la topographie périgourdine.

Sur le versant méridional du bassin de Cherveix, les mêmes accidents se répètent : de Saint-Hilaire à Saint-Martial on voit s'élever peu à peu l'escarpement des calcaires charmouthiens; mais ceux de l'Hettangien restent mal dégagés du fond de la vallée et ne jouent un rôle dans le relief qu'au Sud-Est de Saint-Martial, face au bassin de Brive, dans une côte dont il sera question plus loin (photo XIX). On retrouve, avec les mêmes formations, les mêmes accidents du relief en amont de Saint-Orse, sur le Blâme, et de la Bachellerie, sur le Ser. Entre Grange-d'Ans et Saint-Orse se succèdent également buttes et escarpements : buttes-témoins de Royère et de Lavivier, avec un chapeau de Charmouthien et des pentes inférieures d'Hettangien; escarpements de Laborie et du château de Redon, où se fixent, sous des carapaces épaisses de Bajocien, les minces corniches du calcaire liasique. L'ensemble de ces accidents s'incline du Nord-Est au Sud-Ouest et disparaît complètement à 1 kilomètre à l'Est de Saint-Orse [3, 4].

Autour d'Azerat, les mêmes formes de relief se répètent avec les buttes de Veyre, de Lacoste, de la Conterrie et les escarpements du château de Rastignac sous l'épaisse corniche du Bajocien. Mais ici, les

couches géologiques, inclinées en sens inverse de la pente de la vallée, disparaissent vers l'amont sous les masses du calcaire jurassique de Thenon, et se relèvent au contraire vers l'Est, pour se raccorder, autour du Muguet, aux accidents structuraux dessinés par le Lias à l'Ouest du massif de Châtres et du bassin occidental de Brive.

Ainsi, de Saint-Pardoux et de Saint-Martin-de-Fressengeas à Azerat et à la Bachellerie, les strates les plus dures du Lias introduisent des reliefs en bosse au-dessus des bassins qui jalonnent la dépression périphérique du Massif Central : corniches, buttes-témoins, escarpements, surfaces structurales esquissant de petits causses, se succèdent au-dessus des vallées de l'Isle ou de l'Auvézère, à la sortie des gorges étroites taillées dans les terrains cristallins du Périgord septentrional. Sans doute pourrait-on considérer ces divers accidents, qui encadrent les vallées de l'Isle, de la Loue, de l'Auvézère et du Blême, comme des éléments de percées conséquentes. En particulier, les buttes de Saint-Martin-de-Fressengeas, des Mazairauds et de Saint-Romain dessinent comme les débris d'une barre rocheuse démantelée par les vallées de la Cole et de la Queue-d'Ane. Mais ces formes de relief monoclinale sont trop incomplètes au Sud-Est de Thiviers et autour d'Excideuil, près des vallées de l'Isle et de la Loue, pour permettre la reconstruction d'un revers de côte. Leur ordonnance est meilleure au-dessus de l'Auvézère et de la Lourde, qui ont creusé, à travers les calcaires hettangiens, de belles coupures conséquentes. Cependant, auprès de Cherveix, comme au pied de Saint-Martin-de-Fressengeas, les failles et les flexures dérangent trop fréquemment l'allure des strates pour que se créent des percées conséquentes bien nettes; on se trouve plutôt en présence de débris de côte et de fragments de surface structurale.

En effet, sous l'influence des accidents tectoniques, les couches du Lias sont rarement horizontales, continues ou régulièrement inclinées; elles penchent trop vigoureusement vers le centre du Périgord et ne font qu'une brève apparition, du sommet des collines au fond des vallées où elles disparaissent. La faible épaisseur des calcaires hettangiens et surtout charmouthiens ne leur permet pas de prendre une très grande ampleur : minces plaques de roche dure, corniches d'une dizaine de mètres de hauteur ne suscitent pas des reliefs grandioses; elles introduisent cependant de la variété dans cette zone particulièrement pittoresque où s'affrontent Massif Central et Bassin Aquitain, et elles soulignent par leur vigueur la faible résistance à l'érosion des sédiments tendres qui les entourent : argiles du Toarcien et grès du Rhétien.

b) Autour du Bassin de Brive et du Massif de Châtres.

Ce n'est pas une différence de nature, mais simplement de degré, qui permet de distinguer les formes du Lias calcaire autour du Bassin de Brive et du massif de Châtres de celles qui se succèdent de Saint-Pardoux-la-Rivière à la Bachellerie; au lieu d'accidents d'une dizaine de mètres d'ampleur, les mêmes calcaires hettangiens et charmouthiens créent ici des buttes et des côtes d'une centaine de mètres, à cause de leur plus grande épaisseur, de la puissance et de la fragilité des grès

permien sur lesquels ils reposent, à cause également de la proximité de niveaux de base locaux relativement bas : la vallée de l'Auvézère est à 150 mètres d'altitude auprès de Cherveix, et celle de la Vézère à moins de 90 mètres au bas de Terrasson, tandis que les calcaires du Sinémurien et du Charmouthien culminent à plus de 350 mètres. Les sédiments tendres ont été ainsi vigoureusement affouillés, et l'érosion différentielle a donné à chaque strate toute sa valeur morphologique.

Tout d'abord, la corniche hettangienne, signalée déjà autour du bassin de Cherveix, se prolonge au Sud de Saint-Martin, vers Saint-Aignan et Naillac. Elle constitue un ressaut important de la côte jurassique, que l'on voit se dresser à l'Ouest d'Hautefort et qui domine de 100 mètres les vallées de la Lourde et de ses affluents (fig. 52 et photo XIX). A Lorserie, elle se dégage même de la côte bajocienne et constitue à elle seule les accidents de relief dissymétriques qui entourent Naillac et poussent des digitations vers Badefols-d'Ans, par suite d'un dédoublement de la côte causé par la remontée d'un petit ruisseau subséquent, affluent de la Lourde, vers les hameaux du Verdier et de Conangle. De Naillac à la Chapelle-Saint-Jean et à Saint-Rabier, la côte hettangienne se complique encore, par suite du jeu créé dans les strates par la faille de Châtres. Si elle oriente son front principal vers l'Est, au-dessus des grès permien et des schistes cristallins, elle doit en constituer un second vers l'Ouest, autour du petit horst de Chassagnac, créé par des arkoses de Thiviers [4]. De sorte que la croupe blanchâtre qui, entre Chassagnac et Marsingéac, porte le Signal du Télégraphe à 351 mètres d'altitude, est, en réalité, constituée par deux fronts de côte placés dos à dos. Vers le Sud, en direction de Saint-Rabier, les calcaires hettangiens dominent les arkoses de la Chapelle-Saint-Jean et déterminent la butte de Saint-Rabier avant de se raccorder avec les escarpements de même nature qui entourent le cours supérieur du Ser (carte VI, p. 80).

On peut également considérer comme un fragment très disséqué de la côte hettangienne les hauteurs du Muguet, de Peyrignac, et les ressauts qui portent le château de Rastignac, le bourg de la Bachellerie et le hameau de Chastel, au pied des hauteurs jurassiques de la Madeleine et de la Fon-Bachelière. Le Ser et ses affluents ont démantelé toutes ces strates calcaires, et, avec l'intervention de la faille de Châtres, le Lias donne à l'Ouest du Bassin de Brive et du bloc cristallin de Châtres un des reliefs dissymétriques les plus compliqués qui soient en Périgord.

En avant de cette côte, festonnée comme une dentelle, se détachent de nombreuses buttes-témoins posées sur les grès permien et stéphanien. C'est, en premier lieu, les deux buttes, fortement inclinées vers l'Ouest, de Cherveix et d'Hautefort, de part et d'autre de la Lourde (carte V). Celle de Cherveix est constituée par une plaque assez importante de calcaire descendant de 222 mètres près de Vidalloux à 150 mètres dans la vallée de l'Auvézère; celle d'Hautefort se réduit à un simple chapeau d'Hettangien très résistant (fig. 52). Puis se succèdent, de l'Ouest à l'Est, les buttes digitées et sensiblement horizontales de Badefols-d'Ans, de Coubjours-Saint-Robert, d'Ayen et d'Issandon, ces deux dernières étant situées hors des limites qui ont été fixées pour le Périgord. Si celle de

Badefols-d'Ans ne comporte que du calcaire hettangien, celles de Coubjours, d'Ayen et d'Issandon se coiffent également de Sinémurien et de Charmouthien, ce qui accroît de 20 à 80 mètres l'épaisseur de la plateforme calcaire qui recouvre ces buttes et les porte à une altitude de 350 à 360 mètres. Aussi ces masses de roche blanchâtre, qui se dressent au-dessus des molles collines rougeâtres du Bassin de Brive, surprennent-elles le regard par leur allure grandiose quand on les voit surgir le matin au-dessus des brouillards de la vallée (photo XVIII).

Deux autres séries de buttes-témoins diffèrent un peu, à cause de la tectonique, de celles de Badefols-d'Ans et de Coubjours. Tandis que celles-ci reposent directement sur le Permien, les autres s'appuient sur des terrains différents, et les dislocations du sol en ont modifié l'allure. La première série comprend les hauteurs de Beauregard et de Saint-Lazare, constituées par l'ensemble des calcaires liasiques de l'Hettangien au Charmouthien. Sensiblement horizontales, leurs strates se sont conservées au niveau même des arkoses de Châtres, par suite d'un affaissement du bloc de grès houiller qui les supporte [7]. Au Nord, elles dépassent à peine la surface du massif cristallin, dont les sépare la faille de Beauregard; au Sud, au contraire, elles créent un relief pittoresque, à près de 200 mètres au-dessus du niveau de la Vézère, avec leurs corniches blanchâtres bien dessinées, entre deux pentes plus douces et couvertes de prairies sur les argiles du Toarcien et les grès du Rhétien (carte VI, p. 80).

La seconde série se trouve située à l'extrême limite du Périgord, au Nord de Cublac et de la Villedieu; ce sont les hauteurs de Loubignac, de la Valette et de la Chapelle, constituées par les grès durs et grisâtres du Trias et par un bloc de calcaire hettangien coupé net, du Nord au Sud, par la faille de la Valette [4]. On trouve là, au-dessus des grès tendres du Houiller et du Permien, des hauteurs extrêmement digitées provenant de l'action de l'érosion régressive des cours d'eau sur une plaque de roche dure peu épaisse, mais qui suffit à protéger un substratum plus tendre et à conserver à cette partie du Bassin de Brive une altitude assez élevée de 300 mètres en moyenne. Et la partie septentrionale de cette butte, sous l'effet du gauchissement tectonique, prend une allure de côte, avec un front orienté vers l'Ouest et constitué par un escarpement de faille rajeuni et inversé, et un revers doucement incliné vers l'Est.

Tels sont les accidents du relief structural que l'on relève à l'Ouest du Bassin de Brive et autour du massif de Châtres; ils présentent une extrême variété et une très grande complexité, dont les causes doivent être recherchées à la fois dans la structure et dans la tectonique. En premier lieu, jouent d'évidentes causes structurales. Les calcaires hettangiens, sinémuriens et charmouthiens, qui n'avaient qu'une vingtaine de mètres d'épaisseur vers Thiviers, atteignent 80 mètres dans la région de Coubjours, sous l'effet de subsidences déjà analysées dans l'étude du relief cyclique. Ils demeurent cependant toujours très cohérents, compacts et perméables, et le ruissellement n'a guère de prise sur eux. Par contre, les argiles du Toarcien, les grès du Rhétien et du Permien, qui atteignent eux aussi de très grandes épaisseurs, conservent leur fragilité en face de

l'érosion chimique, et leur imperméabilité favorise l'action du ruissellement. Tandis qu'ils sont aisément déblayés, les calcaires qui les recouvrent, et qu'ils encadrent, résistent à l'action des agents de destruction et constituent des côtes et des buttes.

Au-dessus des schistes cristallins du massif de Châtres, on comprend moins bien la formation d'une côte à l'Ouest de la Chapelle-Saint-Jean si l'on ne fait pas intervenir la plus ou moins grande perméabilité du sol. Calcaires hettangiens et arkoses de Thiviers sont des roches également dures et susceptibles de résister à l'érosion subaérienne. Mais, tandis que les calcaires suppriment en grande partie le ruissellement, à cause de leurs multiples fissures, et atténuent même à leur surface la décomposition chimique, les schistes cristallins, à cause de leur imperméabilité, demeurent soumis à ces deux causes de destruction : désintégration de leurs éléments par dissolution, enlèvement des arènes décomposées par ruissellement. A la longue, un escarpement calcaire peut ainsi se dessiner au-dessus des roches primitives. En outre, les grès rhétiens, qui séparent les arkoses de Châtres des dépôts hettangiens, contribuent, en dépit de leur faible épaisseur, à la formation d'une côte, par suite de leur caractère friable.

Mais ces influences structurales n'interviennent pas seules dans la formation et la répartition des côtes et des buttes-témoins du Lias. En effet, pourquoi le calcaire liasique s'est-il conservé là, et non ailleurs? Il a dû recouvrir, au moins en très grande partie, les grès permien et les schistes cristallins, et il ne s'est maintenu, malgré sa résistance à l'érosion, que sous forme de côtes et de buttes-témoins très digitées, soit au centre du bassin permien, soit à la bordure méridionale du massif de Châtres. Il faut donc chercher d'autres causes que de simples influences structurales au maintien du Lias à Couhjours et à Beauregard. On constate en premier lieu que la côte hettangienne ne s'avance guère en avant de la côte bajocienne; elle ne constitue le plus souvent qu'un ressaut dans les pentes de sa sœur aînée (fig. 52). De plus, cette côte s'établit sur la

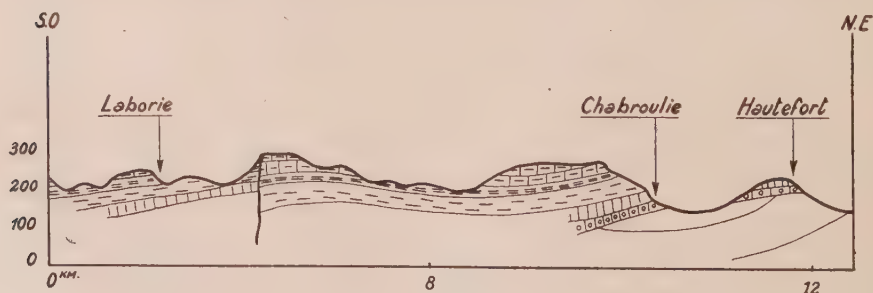


Fig. 52. — CÔTE DE LA CHABROULIE, PRÈS DE HAUTEFORT.

tranche de strates légèrement inclinées vers le Sud-Ouest. Au contraire, les buttes-témoins les mieux conservées coïncident avec des plaques calcaires à peu près horizontales; c'est ce qui se produit dans les buttes de

Badefols, de Coubjours, d'Ayen, comme dans celles de Beauregard et de Saint-Lazare (photo XVIII).

Or, comme on l'a montré dans l'étude du relief cyclique, les buttes-témoins du Bassin de Brive reposent au fond d'un synclinal; de là leur allure horizontale. De même, celles de Beauregard-Saint-Lazare font partie d'un bloc effondré, mais demeuré horizontal. Par contre, le Lias, de l'Auvézère au Ser, en bordure du Jurassique, se trouve placé sur le flanc d'une flexure qui le fait disparaître sous le Bajocien. On peut donc déduire de ces constatations que les calcaires hettangiens et charmouthiens se sont conservés là où ils étaient horizontaux, et ont reculé, disparu ou formé une côte là où ils étaient inclinés. Il semble même que leur résistance soit inversement proportionnelle à leur pente; dans les buttes de Cherveix et les digitations de Naillac, où les pentes sont plus faibles qu'à l'Ouest de Saint-Aignan, ils se sont mieux maintenus qu'au Nord et au Sud de ces régions. Une côte recule, dirait-on, d'autant plus vite que les strates qui la composent sont plus inclinées.

Des observations semblables ont été faites dans le Bassin Parisien, où les buttes de la région du Valois coïncident en général avec des fonds de synclinaux et des sommets d'anticlinaux, aux points où les strates sont à peu près horizontales. Que faut-il en déduire? Peut-être, au fond des synclinaux, les calcaires sont-ils plus compacts que sur les flancs des plis où les diaclases se seraient multipliées par l'étirement des couches; sans doute en est-il de même pour les calcaires situés au sommet des anticlinaux. On peut également admettre que les infiltrations sont moins faciles dans une roche inclinée que dans une roche horizontale, et qu'il se produit ainsi, sur les pentes des flexures et des anticlinaux, des phénomènes de dissolution et de ruissellement plus intenses que sur les sommets et dans les creux des plis. Quoi qu'il en soit, on doit constater qu'une côte recule d'autant plus vite que les strates qui la forment s'écartent davantage de l'horizontale, et que les buttes-témoins se conservent surtout dans le fond des synclinaux et plus rarement au sommet des anticlinaux. Toutefois, il existe, comme on le verra à propos des reliefs dissymétriques des calcaires jurassiques, une pente optimum pour la formation normale des *cuestas* classiques.

Quoi qu'il en soit, dans la partie occidentale du Bassin de Brive, les calcaires du Lias ont déterminé une puissante topographie structurale, avec inversion probable du relief. Les buttes-témoins de Saint-Robert et d'Ayen ont au moins autant d'allure que celle de Sion-Vaudémont, en Lorraine. Il ne leur a manqué, pour célébrer leur grandeur, que les belles pages de la *Colline Inspirée*.

5° LE MASSIF LIASIQUE DE LADORNAC-TERRASSON

(fig. 53 et cartes V et X, [7]).

Aux confins du Périgord, parmi les derniers reliefs en bosse déterminés par les calcaires du Lias, il convient d'examiner le horst liasique qui s'étend entre Ladornac et Terrasson, à la limite Nord-Ouest des Causses du Quercy. Il constitue un relief complexe, même si l'on fait

abstraction des sommets couronnés de Bajocien, que l'on analysera plus loin avec l'étude du causse périgourdin. M. Clozier, dans ses recherches sur la morphologie quercynole, voit dans l'escarpement septentrional, face à la vallée de la Vézère, à la fois un gradin structural, un gradin d'érosion et un gradin tectonique [77, 84]. Effectivement, il s'agit d'abord d'une bordure de faille rajeunie par l'érosion; la faille, cachée sous les alluvions de la vallée et se transformant de l'Ouest vers l'Est en flexure, sépare le Lias du Houiller et du Permien, et l'érosion du cours d'eau l'a remise en valeur de Pazayac à Bouillac.

La structure ajoute encore à la complexité de la tectonique et de l'érosion. En effet, en traversant le horst du Nord au Sud, on rencontre d'abord un escarpement de calcaire hettangien très vigoureux au-dessus de Terrasson; légèrement relevé vers le Nord et l'Est, il s'incline lentement vers l'Ouest, pour disparaître au delà de Bouillac. Il est presque immédiatement relayé par les calcaires sinémuriens et charmouthiens, car les argiles et les marnes du Charmouthien moyen s'effacent vers le Sud autour de Chavagnac et de Ladornac. Le Charmouthien supérieur constitue ainsi, dans la plus grande partie du horst, une surface structurale perforée de nombreux « cloups ». Cette surface se relève vers le Nord et constitue, avec la corniche hettangienne, un front de côte double au-dessus de Terrasson et de la vallée de la Vézère.

La bordure méridionale du horst est limitée par la faille de Preyssac à Ladornac, et, au-dessus de cet accident tectonique, se relèvent très lentement vers le Sud les calcaires hettangiens et charmouthiens; les hauteurs qui se succèdent de Preyssac à Ladornac constituent donc à la fois un escarpement de ligne de faille et un relief dissymétrique monoclinal de côte, avec le front orienté vers le Sud et le revers incliné vers le Nord (fig. 53).

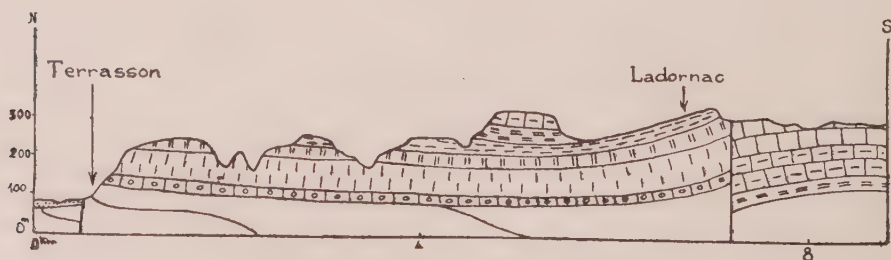


Fig. 53. — LE HORST DE TERRASSON.

Le horst de Ladornac-Terrasson est, en définitive, formé de deux côtes doubles tournées dos à dos; les calcaires liasiques se relèvent aussi bien vers le Nord que vers le Sud : ils occupent le fond d'un synclinal dont l'axe, orienté de l'Est à l'Ouest vers Chavagnac, s'infléchit vers le Nord-Ouest en direction de Bouillac, vers Contezal et le Chapian. On est ainsi en présence d'une inversion de relief bien caractérisée; un fond

de synclinal domine de plus de 200 mètres les vallées quasi subséquentes de la Vézère, au Nord, et du Coly, au Sud. Si les calcaires hettangiens et charmouthiens ont résisté à l'attaque déclenchée contre eux par toute une série de petits cours d'eau obséquents venus de la Vézère et du Coly, c'est parce qu'ils se trouvaient dans une position tectonique presque semblable à celle des mêmes calcaires sur les grès permians du bassin de Brive : leurs strates, sensiblement horizontales, ont offert peu de prise à la morsure du ruissellement; c'est un fait que l'on constate une fois de plus, et qui doit répondre à une structure particulière des sédiments situés au fond d'un synclinal. Quoi qu'il en soit, les influences tectoniques ont modifié ici, comme dans les buttes-témoins du Bassin de Brive et du Bassin Parisien, les réactions du substratum calcaire. Dans le bloc surélevé de Terrasson-Ladornac, le Lias donne, au Nord et au Sud, des fronts de côte opposés par des revers qui constituent l'essentiel des croupes et des collines entre Grèze et Chavagnac, à l'Est, et Preyssac, à l'Ouest.

CONCLUSION SUR LA ZONE DE CONTACT ENTRE TERRAINS CRISTALLINS ET TERRAINS SÉDIMENTAIRES EN PÉRIGORD.

A cause de la faible épaisseur des terrains du Lias en Périgord, on ne peut trouver au pied des plateaux de Saint-Saud, de Lanouaille et de Châtres les reliefs puissamment variés du Limargue ou de l'Auxois. Toutefois, comme on l'a vu dans la première partie de ce paragraphe, il existe en bordure du Limousin méridional une dépression périphérique. Très faiblement marquée au Nord-Est, par delà Nontron, elle est constituée d'une série de bassins subséquents et de percées conséquentes mal dessinées entre la Dronne de Saint-Pardoux et l'Auvézère de Cherveix; puis elle se dédouble autour du massif de Châtres, pour donner au Nord la partie occidentale du bassin de Brive, et au Sud la longue dépression subséquente du Ser et de la Vézère.

Au-dessus de cette dépression se dressent des rebords de côtes, des surfaces structurales et des buttes-témoins qui prennent une ampleur et une complexité surprenantes entre l'Auvézère et la Vézère, par suite de l'épaisseur plus considérable des horizons géologiques et des contrastes structuraux plus prononcés entre les divers étages, par suite également des différences plus grandes d'altitude entre les vallées et les plateaux. Mais l'érosion et la structure ne fournissent pas une explication complète; pour la disparition ou la conservation des strates calcaires ou gréseuses des côtes et des buttes-témoins, intervient une question de pente et, par conséquent, de tectonique. Très inclinée ou horizontale, une couche géologique dure, entre deux couches géologiquement tendres, ne bouge pas sensiblement; il y a une pente optimum qui favorise la formation et le recul d'une côte (fig. 54, p. 367). On relève aisément la valeur de cette pente pour le Charmouthien et l'Hettangien à l'Ouest du Bassin de Brive, où l'on trouve toute une gamme de dénivellations, dans les sédiments du Lias, de la quasi horizontalité à des pentes de 10 à 12 pour 100. C'est vers Naillac et Marsingeac, à l'Est de Grange-d'Ans, avec des pentes de 2 pour 100, que la côte hettangienne prend toute son ampleur et présente

ses caractères les plus nets. Il est certain également que le recul de la côte est fonction de l'épaisseur des terrains. Mais autour de la partie occidentale du Bassin de Brive, des données précises font défaut. On retrouvera ce problème dans l'étude du relief structural du Bergeracois (p. 463).

Quant à l'âge de ces reliefs dissymétriques, on serait tenté de les croire contemporains de la formation des vallées actuelles. En effet, il y a coïncidence étroite entre le réseau hydrographique et les côtes et buttes-témoins du Lias: Cole, Isle, Auvézère abordent de front la côte constituée par les calcaires hettangiens; ce sont les affluents subséquents de ces cours d'eau qui détachent des buttes en avant du front de la côte; les ruisseaux obséquents mordent sur les escarpements et contribuent à leur donner une allure festonnée. Ainsi, une grande partie des reliefs structuraux du Lias, particulièrement la base des corniches et les escarpements les moins élevés, sont contemporains du façonnement des vallées, et datent par conséquent de la fin du Pliocène et du Quaternaire. Jusqu'à 100 mètres environ d'altitude relative, le relief structural du Périgord septentrional est relativement récent.

Cependant, côtes et buttes-témoins du Lias sont trop démantelées et, surtout, situées dans leurs parties supérieures à de trop hautes altitudes, pour dériver exclusivement de l'érosion des cours d'eau quaternaires. En particulier, les buttes-témoins du Bassin de Brive, qui atteignent 350 mètres, peuvent être envisagées à la fois comme des éléments de la pénéplaine éocène et des débris d'une couverture sédimentaire liasique. Elles dominent d'une cinquantaine de mètres la surface d'érosion oligocène, et de 120 à 150 mètres la surface d'érosion mio-pliocène. On peut donc les considérer comme antérieures à la formation de ces deux reliefs cycliques; ruissellement et attaque des cours d'eau en ont peu à peu réduit l'étendue, mais c'est avec la reprise d'érosion, qui a détruit la continuité de la pénéplaine éocène, qu'elles ont dû commencer à se distinguer des terrains permien plus tendres, en se maintenant, grâce à la perméabilité et à la dureté de leurs strates calcaires, au-dessus des collines gréseuses. Aucun dépôt tertiaire ne les recouvre, elles n'ont pas été fossilisées et ont peu à peu pris de l'ampleur en altitude, au fur et à mesure du déblaiement du Bassin de Brive par l'érosion différentielle. On peut donc admettre que les éléments les plus élevés du relief structural créé par les calcaires hettangiens, sinémuriens et charmouthiens datent de la fin de l'Eocène et de l'Oligocène. Mais l'absence de fossilisation, un ruissellement et une décomposition chimique sans cesse en activité les ont réduits en étendue et leur ont conservé des formes vives, vigoureuses, telles que nous les voyons aujourd'hui (photo XVIII).

Dépresseions et buttes, vallées subséquentes et côtes se succèdent ainsi de Nontron à Terrasson, créant un relief structural très pittoresque par sa variété, très complexe par les causes qui entrent en jeu, et très attachant par les problèmes qu'il pose et que l'on va retrouver, à une échelle plus vaste, dans l'analyse des formes de relief issues des sédiments jurassiques et créacés.

§ III. — RELIEF STRUCTURAL DU CAUSSE PÉRIGOURDIN

1° SON ORIGINALITÉ.

A première vue, il ne paraît pas indispensable de séparer, dans une étude structurale, les terrains jurassiques et les terrains crétacés du Périgord; les uns et les autres, constitués par des calcaires gréseux ou marneux, dolomitiques ou crayeux, paraissent devoir se comporter de la même manière à l'égard de l'érosion différentielle et donner partout des formes de relief semblables, des plateaux parsemés de dépressions ou de versants convexes en « downs ». Pourtant, quand on considère côte à côte, dans la région de Sorges, au Nord-Est de Périgueux, ou bien autour d'Eyvigue, près de Sarlat, les paysages topographiques du Périgord crétacé et du Périgord jurassique, on ne peut plus les confondre. Sous leur parure de bois, les calcaires crétacés se découpent en d'innombrables collines, tandis que les plateaux jurassiques, grisâtres, pierreux et secs, offrent au regard plus de lourdeur et de monotonie. Ils introduisent ainsi dans le Périgord des aspects pleins d'originalité qui évoquent les causses de l'Angoumois ou du Quercy. Aussi est-il nécessaire de procéder à des études séparées des deux formes de relief structural dérivées des sédiments secondaires.

2° RÉPARTITION DES TERRAINS JURASSIQUES EN PÉRIGORD

([15, 139] et carte I).

Au lieu de dominer dans toute l'étendue de la région, comme en Quercy et en Angoumois, les calcaires jurassiques n'occupent dans le Périgord qu'une étendue assez restreinte, entre les terrains cristallins et liasiques du Nord-Est et le Crétacé du Sud-Ouest; ils s'étirent en une longue bande qui joint les plateaux des environs d'Angoulême à ceux du Causse de Martel.

Cette bande n'est pas partout d'une largeur sensiblement égale. Au Nord-Ouest, les calcaires jurassiques de l'Angoumois pénètrent en pointe au Sud du Nontronnais; si, entre la forêt de La Rochebeaucourt et Soulat, ils ont encore plus de 15 kilomètres de large, à 20 kilomètres de là, vers le Sud-Est, le Cénomaniens les recouvre jusqu'à moins de 1.500 mètres des granites et des schistes cristallins [3]. De Saint-Martial-de-Valette jusqu'à Saint-Jean-de-Cole, ils ne constituent plus qu'une étroite bande de 4 à 5 kilomètres de largeur, masquée en grande partie par des dépôts oligocènes et pliocènes. Mais à partir de Cognac et de Vaunac, ils s'épanouissent de nouveau très largement et constituent le Causse périgourdin entre Excideuil, Sarliac, Eyzerac et Thenon, dans un vaste quadrilatère de 20 kilomètres de l'Est à l'Ouest et de 30 du Nord au Sud (carte I, p. 4).

Au Sud-Est du Causse périgourdin, le Jurassique se restreint de nouveau, jusqu'à n'avoir plus que quelques centaines de mètres auprès de la Bachellerie. Mais il ne tarde pas à prendre de nouveau de l'extension vers Condat et Coly, entre les failles de Ladornac et de Lacassagne, puis

il s'étale dans le Causse de Martel et n'appartient plus au Périgord que par une étroite bande vers Eyvigues, Orliaguet et Peyrillac [6]. Il pénètre cependant encore une fois dans le Sarladais, grâce à l'anticlinal de Saint-Cyprien. Une pointe de Virgulien et de Portlandien s'avance en effet vers le Nord, des environs de Salviac vers Daglan et Saint-Pompon, et pénètre jusqu'aux rives de la Dordogne, à Saint-Cyprien. Sans doute existe-t-il bien quelques autres affleurements de calcaires jurassiques en Périgord : dôme de Sauveterre-la-Lémance [8], boutonnière de Chapdeuil [3]), mais ces pointements, très localisés, n'ont qu'une médiocre influence sur le relief; on les signalera d'ailleurs en examinant le relief structural du Crétacé.

3° STRUCTURE DES CALCAIRES JURASSIQUES PÉRIGOURDINS.

La structure des calcaires jurassiques périgourdins n'est pas sensiblement différente de celle des calcaires quercynois. On peut donc les classer en tenant compte des conseils de M. de Martonne dans son *Traité de Géographie Physique* [182] : « Les principales distinctions qui paraissent devoir être faites, écrit-il page 626, sont les distinctions entre les roches compactes et cohérentes et les roches non cohérentes et meubles; les schisteuses et les massives; les homogènes et les hétérogènes; les roches à gros grain et les roches à grain fin; les perméables et les imperméables; les solubles et les insolubles. » Comme les calcaires du Causse sont à peu près tous également solubles dans l'eau chargée de gaz carbonique, on peut simplifier les distinctions créées par M. de Martonne et envisager simplement en Périgord, comme l'a fait M. Clozier dans le Quercy [84], deux catégories de roches : les unes compactes, en bancs épais, homogènes, calcaires et dolomitiques; les autres peu cohérentes, en bancs très minces, hétérogènes, marneuses ou gréseuses.

a) Dans la *première catégorie* se rangent les calcaires dolomitiques du Bajocien et du Portlandien inférieur, les calcaires gris, durs et subliothographiques du Bathonien inférieur et supérieur et de l'Oxfordien-Callovien; ces derniers sont si durs qu'ils dessinent des escarpements sur les versants des vallées où ils affleurent, et qu'on les a surnommés pour cela « les calcaires à corniche » [200]. Les calcaires oolithiques, très durs, du Rauracien de Borréze, et le calcaire oolithique en bancs épais du Virgulien inférieur, se rangent également dans cette catégorie. Ces roches grises ou blanches, rarement rougeâtres, donnent des abrupts ruiniformes (photo XX), des escarpements en surplomb au-dessus des vallées; leur compacité ne gêne pas les infiltrations par diaclases. Aussi leurs versants, de part et d'autre des thalwegs, sont-ils très raides; les surfaces des plateaux sont parsemées de bosses et de creux, mais les phénomènes karstiques en surface sont rares. En revanche, dans l'intérieur de la roche se creusent des grottes avec des ruisseaux souterrains dont on ne soupçonne pas l'existence au premier regard. Ces roches donnent au Causse périgourdin son caractère d'âpreté et de rugosité qui l'oppose aux ondulations plus douces des régions à calcaire crétacé (photos VI et VII).

b) La *seconde catégorie* des calcaires jurassiques englobe les calcaires marneux en plaquettes du Bathonien moyen et du Séquanien, les marnes du Virgulien supérieur et les calcaires feuilletés du Portlandien supérieur. Toutes ces roches sont peu homogènes et perdent aisément leur cohérence sous l'effet du gel ou de la dissolution du carbonate de chaux par les eaux de pluie; elles se couvrent fréquemment de leurs propres débris, constitués par des pierrailles grises et sèches où ne poussent que de maigres genévriers. Elles donnent au relief des traits moins rudes que les blocs compacts du Bajocien ou du Rauracien; les pentes des collines s'arrondissent en dos convexes vers le ciel; la surface du plateau se parseme de petites dolines; la roche offre ainsi un aspect de désagrégation, comme si elle était ruinée par les attaques de l'érosion subaérienne (photos II et XXI).

Il n'existe pas cependant assez de différence dans la compacité des divers terrains du Jurassique pour créer entre eux des reliefs dissymétriques, comme dans le Lias et même dans le Crétacé. Du Bajocien au Portlandien, les divers étages se succèdent avec assez de caractères communs pour gêner et empêcher la formation de côtes ou de buttes-témoins en dehors de celles qui existent au contact du Toarcien et du Bajocien et, comme on le verra plus loin, du Crétacé et de la plupart des étages du Jurassique supérieur. Ces quelques indications permettent de saisir les caractères essentiels du relief structural jurassique en Périgord, d'abord en bordure des terrains appartenant à cette période, puis à l'intérieur même de cette formation géologique.

4° LA BORDURE ORIENTALE DU CAUSSE PÉRIGOURDIN (carte X).

Au-dessus des terrains du Lias et, en particulier, des argiles du Toarcien, les calcaires du Bajocien dessinent en général, grâce à leur dureté et à leur légère inclinaison vers le Sud-Ouest, un relief de côte bordé çà et là de buttes-témoins. Sans doute, à cause de la faible épaisseur du Lias, ne doit-on pas s'attendre à trouver en Périgord de côte bajocienne comparable à celle de Moselle, ni même à celle de la Bave et de la Tourmente, à l'Est du Quercy. Néanmoins, ce serait une erreur de dénier au Jurassique périgourdin toute forme de relief dissymétrique le long de sa bordure externe.

1. *Face aux granites du Nontronnais*, les calcaires bajociens de Soudat, de Teyjat et de Saint-Martial-le-Peint ne dessinent aucun ressaut dans le relief; on passe du Limousin en Périgord, en suivant les croupes ou les vallées, sans trouver un accident sensible dû à la différence structurale des roches. Cependant, on ne peut imaginer plus vigoureux contraste de structure que celui qui oppose les granites de Saint-Estèphe aux calcaires dolomitiques de Javerlhac. S'il ne s'est pas formé, dans leur zone de contact, une dépression subséquente et un front de côte tourné vers le Nord-Est, cela provient sans doute de ce que, malgré leur constitution géologique si différente, granite et calcaires dolomitiques résistent égale-

ment aux forces destructives du ruissellement et à l'usure des cours d'eau. De plus, une couche tendre, comme les grès du Permien ou les argiles du Toarcien, ne s'intercale pas entre les roches cristallines et les terrains sédimentaires; le Lias n'apparaît que sur de trop faibles étendues, dans le fond des vallées de Teyjat et de Soudat, et ne joue qu'un rôle très réduit dans le paysage morphologique [1]. Enfin, d'énormes plaques de dépôts tertiaires voilent le passage du granite au calcaire, et ce sont les surfaces d'érosion qui l'emportent sur les contrastes structuraux dans les grandes lignes du relief, au Nord de Varaignes; plateaux granitiques et collines calcaires se raccordent parfaitement par des croupes légèrement inclinées vers le Bandiat; ce n'est qu'en remontant les vallées de la Loue et des ruisseaux de Teyjat et de Soudat que l'on constate quelques changements; dans le Jurassique, les pentes sont assez douces, sèches, grisâtres, parsemées de genévriers au milieu des pierrailles; dans le granite, les versants se redressent, se couvrent de prairies ou de bois, et la fraîcheur du sol succède à l'âpre sécheresse du Causse.

Pourtant, il existe, en marge du massif granitique du Nontronnais, une esquisse de dépression subséquente : c'est la vallée du Bandiat, de Saint-Martial-de-Valette à Varaignes (fig. 7 et 12). Mais au lieu de s'établir au contact du Bajocien et du granite, elle coupe en biais les divers étages du Jurassique moyen, et ses versants sont presque symétriques; à peine peut-on noter une pente plus faible sur la rive droite que sur la rive gauche. La vallée du Bandiat ne provient donc pas de l'érosion différentielle. Comme on l'a vu dans l'étude de la formation du réseau hydrographique périgourdin, ce cours d'eau a subi le sort de la plupart des autres cours d'eau du Bassin Aquitain septentrional. Doté d'abord d'un cours conséquent du Nord-Est au Sud-Ouest, il allait sans doute, sur la couverture détritique qui recouvrait le Périgord à la fin du Tertiaire, se jeter dans la Dronne. Mais, sous diverses influences analysées plus haut (p. 200), il a été dévié vers le Nord-Ouest. Peut-être faut-il voir là, avec M. Perpillou [212], l'influence d'un obstacle créé, au Sud de Saint-Martial-la-Valette, soit par des accumulations de dépôts pliocènes, soit plutôt par la formation d'un barrage structural dû à la mise en valeur par l'érosion des roches dures de l'Angoumien. On préférerait cependant une autre solution : les déformations qui ont incliné les strates géologiques du Périgord vers le Sud-Ouest, ont également joué du Sud-Est au Nord-Ouest; la région des Charentes est devenue comme une zone de subsidence attirant vers elle les cours d'eau des alentours. Le Bandiat, mal fixé encore sur la couverture tertiaire, a dévié du Sud-Ouest vers le Nord-Ouest, et quand sa vallée s'est creusée au Quaternaire par un phénomène normal de surimposition, c'est dans les calcaires jurassiques qu'il s'est enfoncé. Le creusement s'est effectué sans pouvoir débayer complètement, à cause de leur compacité, tous les calcaires bajociens qui recouvrent le granite sur la rive droite. Il y a eu là comme un effort de décapage incomplet, faute d'un matériel meuble entre granite et calcaire. Pourtant, quand on examine de près les deux versants de la vallée actuelle du Bandiat, entre Saint-Martial-la-Valette et Varaignes, on doit constater que sur la rive gauche tous les vallons affluents sont secs, tandis que sur la

rive droite ils ont presque tous conservé leur cours d'eau. L'érosion normale est donc plus active sur le versant septentrional que sur le versant méridional; le déblaiement de la carapace calcaire qui repose sur le granite y est plus actif, et on peut envisager le moment où le Bajocien, qui subsiste autour de Teyjat et de Varaignes, sera complètement enlevé et où le Bandiat coulera à peu près dans la zone de contact des terrains sédimentaires et des terrains cristallins. Il aura formé alors, avec sa vallée, une dépression subséquente qui contribuera à accuser au Nord du Périgord la dépression périphérique du Massif Central.

2. De Nontron à Excideuil, la bordure orientale des calcaires jurassiques donne fort peu de relief de côte; elle disparaît très souvent sous un épais manteau de sidérolithique ou de sables du Périgord; en particulier, vers le hameau de l'Âge, au Sud de Nontron, au pied de Saint-Martin-de-Fressengeas et entre Saint-Romain et Thiviers, le passage des schistes cristallins aux terrains sédimentaires est complètement effacé par des dépôts d'argiles, de sables et de graviers descendus du Limousin. Ce n'est que dans les vallées de la Dronne et de la Cole que se manifeste, par un escarpement ou une croupe sèche et grisâtre, l'apparition du Bajocien et du Bathonien.

Le premier relief monoclinale important de la bordure orientale du Causse apparaît au-dessus d'un petit affluent de l'Isle, entre Eyzerac et Corgnac. Là, sur 5 kilomètres de long, le calcaire bajocien coiffe les argiles du Toarciens et dessine un front de côte tourné vers le Nord-Est, avec un revers légèrement incliné vers le Sud-Ouest; ce relief dissymétrique est particulièrement net au pied du château de l'Axiom (fig. 3).

Autour du Bassin d'Excideuil, creusé dans le Lias, le Bajocien et le Bathonien constituent une ceinture de collines sèches, grises, avec des pentes raides qui se rapprochent pour dessiner une vallée étroite en face du hameau de Sarconnat, où la Loue effectue dans le Jurassique une percée conséquente. C'est un bloc de calcaire bathonien qui coiffe la butte où sont bâtis le château et l'église d'Excideuil. Mais la pente générale du Jurassique vers le Sud-Ouest est trop rapide pour permettre le développement, autour du petit bassin, d'un relief de côte vigoureusement dessiné (photo XVI).

3. C'est également une percée conséquente qu'effectue l'Auvézère à Tourtoirac. Mais ici l'inclinaison plus faible du Bathonien, l'épaisseur plus forte des argiles toarciennes ont permis au relief structural de prendre plus d'ampleur qu'autour du Bassin d'Excideuil. Une côte du Bajocien domine celle de l'Hettangien de part et d'autre de la vallée, et les deux branches de ce relief dissymétrique, en s'abaissant vers le Sud-Ouest, se rejoignent à Tourtoirac, où l'Auvézère effectue une percée conséquente entre deux abrupts de roche grise. La côte Sud, qui s'élève au-dessus de Saint-Hilaire, détache même en avant de son front la butte-témoin du hameau de Mongiaud, dont le chapeau calcaire domine exactement de 100 mètres le fond de la vallée [3]. Ainsi se répète, mais à une échelle plus grande, à cause de l'épaisseur plus considérable des couches du

Jurassique, les grandes lignes du relief structural déterminé par le Lias (carte X, p. 395).

4. C'est une autre *percée conséquente* que le Blâme effectuée dans les calcaires bajociens de *Saint-Orse*. Tandis qu'en amont de la bourgade la vallée du petit cours d'eau s'épanouit à l'aise dans son cadre d'argiles toarciennes et multiplie ses ramifications, en aval elle groupe tous ses vallons satellites avant de heurter la barre de roche dure et de s'y engager par un étroit goulet entre deux bancs grisâtres de calcaires épais. Vers l'amont, les escarpements du Bajocien se relèvent très rapidement, pour couronner de leurs bois les pentes adoucies du Toarcien, et ils détachent en avant de la côte les deux buttes de Laborie et du château de Redon. Celle de Chassagnac, plus à l'Est, au-dessus du Bassin de Brive, est d'une formation plus complexe où la tectonique intervient vigoureusement; la plaque de Bajocien s'est en effet conservée dans un fossé d'effondrement, au pied de la faille de Châtres, et c'est l'érosion différentielle qui l'a remise en valeur aujourd'hui au-dessus de ce paysage morphologique si compliqué de Naillac-Grange-d'Ans que l'on a déjà analysé dans la description du relief liasique.

Les corniches bajociennes des deux percées conséquentes de Tourtoirac et de Saint-Orse sont reliées entre elles par la côte de Chabroulie-la-Fayolle, qui domine, comme un immense balcon, les molles collines du Bassin de Brive (fig. 52). Du château d'Hautefort, on l'aperçoit, barant l'horizon occidental de sa dure ligne de crête, avec son front parsemé de bois et ses pentes où se dessine nettement le ressaut du calcaire hettangien (photo XIX). Elle prendrait encore plus d'ampleur si elle n'était coupée à son sommet, comme au rabot, par la surface d'érosion oligocène vers 250 mètres d'altitude. De sorte que l'on se trouve en présence, comme en beaucoup d'autres points du Périgord, d'un relief à la fois cyclique et structural. Mais cette complexité morphologique a l'avantage de permettre une chronologie exacte du relief structural à l'aide du relief cyclique : c'est entre la fin de l'Eocène et le début du Stampien que la côte de Chabroulie-la-Fayolle a été dégagée pour la première fois; l'érosion, consécutive à la période d'arrêt préstampienne, l'a nivelée. Elle a repris peu à peu de son importance à la fin de l'ère tertiaire et au Quaternaire, reculant lentement vers l'Ouest sous l'effet du ruissellement et du glissement des matériaux le long des pentes.

5. Tandis que dans les Bassins de Saint-Orse et d'Excideuil le Bajocien donne des formes de relief en festons convexes, propres aux percées conséquentes, *autour du Ser supérieur*, en amont d'Azerat, il dessine des escarpements en amphithéâtre au-dessus des marnes et des argiles du Toarcien. Après avoir poussé une longue croupe vers le Sud-Est, jusqu'au hameau de Veyre, au-dessus d'Azerat, ses escarpements s'infléchissent vers l'Ouest, divisés en nombreux lobes par les vallons obséquents qui ont facilement déblayé les argiles liasiques; au pied même du front de la côte se nichent les hameaux de Grèze, Conterrie, Paley, Var, Lastour, et, sur la crête, l'agglomération du Chauzé (Caouzé, causse, en patois). De là, la corniche bajocienne se prolonge vers l'Est, face au massif de Châtres,

dominant de 130 mètres la vallée subséquente du Ser. Mais, par suite d'une faille parallèle à la crête de l'escarpement, ce relief de côte se complique, et on ne pourra lui donner toute sa signification qu'avec l'étude du relief structural crétacé.

Quoi qu'il en soit, de la Bachellerie à la Queyrelie, on se trouve en présence d'un *amphithéâtre obséquent* typique, d'une « reculée » ou d'un « bout-du-monde » bien dessiné par l'érosion régressive du Ser et de ses affluents, atténué toutefois, lui aussi, par le coup de rabot de l'érosion cyclique qui l'a écrêté, comme il a écrêté la côte de Chabroulie-la-Fayolle.

6. Une dernière percée conséquente reste à examiner. C'est celle de la *Vézère à Condat* [7]. Elle ne présente pas le caractère progressif des précédentes, à Excideuil, Tourtoirac ou Saint-Orse. Elle est brutale et sans gradation, par suite de la disposition particulière du réseau hydrographique. Elle se produit, en effet, par le brusque passage d'une direction subséquente à une direction conséquente, comme la Seine en aval de Moret quand elle abandonne son cours subséquent pour couper la côte de l'Ile-de-France. Le Ser et la Vézère de Terrasson, coulant l'un vers l'autre en bordure du massif de Châtres et de la côte bajocienne, dès leur rencontre obliquent vers le Sud et s'attaquent à la barre rocheuse; le Coly leur vient en aide en sapant l'obstacle calcaire par l'arrière, et, de cette triple convergence d'efforts, résulte maintenant la cluse de Condat, encadrée par les deux buttes-témoins de la Béchade, à l'Ouest, et de Rouchou, à l'Est (carte X). Une telle complexité, que viennent accroître des jeux de failles et de flexures, ne s'explique qu'en admettant l'existence, au début du creusement des vallées quaternaires, d'une couverture meuble sur laquelle coulaient la Vézère et ses affluents. Cette couverture traduisait par de légères dénivellations l'influence du substratum, tout proche; des croupes de schistes cristallins au Nord, et de calcaire au Sud, guidaient déjà les rivières et les ruisseaux et leur imposaient les directions essentielles de leur cours actuel. Des cas analogues ont été analysés plus longuement dans la première partie de cet ouvrage pour l'ensemble du réseau hydrographique périgourdin; on en retrouve ici un exemple singulier, étrangement compliqué par les mouvements tectoniques et l'influence de la structure, car la région de Condat est, depuis le Houiller, une zone de subsidence qui a souvent rejoué, et qui a été ainsi susceptible de créer autour d'elle une région de confluence [7, 196].

Quoi qu'il en soit, la Vézère, après avoir coulé dans un vaste bassin au pied de Terrasson, s'engage vers le Sud dans une coupure de 800 mètres de large, entre les versants abrupts de calcaires bajociens et bathoniens. Mais le cours d'eau actuel fait pourtant piètre figure dans le goulet de Condat. Il erre à la surface de ses alluvions sans avoir la force de coller aux parois rocheuses. Cela laisse supposer un déclin très accentué de la rivière sous l'influence d'un climat plus sec, beaucoup moins humide et neigeux qu'aux temps lointains des glaciations quaternaires où les crues venaient battre de leurs eaux tumultueuses les parois rocheuses de la percée conséquente.

7. Les derniers accidents du relief structural, en bordure des terrains jurassiques, surgissent au-dessus du *horst liasique de Terrasson-Ladornac* (fig. 53). Ce sont des buttes allongées de calcaire bajocien couronnant le Toarcien de la Talerie vers l'Ouest, du Chapian au Puy-d'Auzon (354 mètres) au centre et auprès du village de Grèze vers l'Est. Leur conservation procède des mêmes causes, semble-t-il, que celles des buttes-témoins du Lias sur les grès permians du Bassin de Brive. Elles occupent en effet le fond d'un synclinal dont l'axe court à peu près de l'Est à l'Ouest avec déviation vers Chavagnac, le Chapian et la Talerie; ses flancs se relèvent vers le Sud et vers le Nord et sont brusquement interrompus par la faille de Ladornac, au Sud, et par celle de Terrasson, au Nord, celle-ci étant cachée sous les alluvions de la Vézère. Situés ainsi au fond du synclinal, les calcaires bajociens sont à peu près horizontaux; ils se relèvent très faiblement vers le Sud au Puy-d'Auzon et vers le Nord au Chapian. Ils constituent donc un relief inversé et c'est sans doute leur quasi-horizontalité, leur compacité et leur perméabilité qui leur ont permis de résister aux attaques de toute une série de ravins obséquents partis de la Vézère et du Coly à l'assaut du horst liasique.

Au delà de ce horst, vers l'Est et le Sud-Est, la bordure orientale du Jurassique s'éloigne du Périgord. Elle dessine au-dessus des vallées de la Tourmente et de la Bave, affluents subséquents de la Dordogne, de gigantesques côtes et de grandioses buttes-témoins qui, avec 200 mètres de dénivellation, ont une ampleur bien plus grande que celle des reliefs monoclinaux des bords de la Vézère et de l'Isle. L'épaisseur des sédiments jurassiques, en effet, s'accroît du Nord-Ouest au Sud-Est, la profondeur des vallées s'accroît; ainsi celle où coule la Dordogne se trouve à 230 mètres en contre-bas du Causse et les cours d'eau ont plus de puissance pour déblayer les strates tendres du Lias et mettre en valeur les strates dures du Bajocien et du Bathonien [84].

CONCLUSION.

On peut donc arrêter aux environs de Terrasson l'étude des reliefs monoclinaux déterminés par la bordure externe des calcaires jurassiques en Périgord. Ils ne créent nulle part de forme topographique puissante, vigoureusement dressée au-dessus des vallées voisines. Les strates tendres du Toarcien, qui supportent les masses dures du Bajocien, sont trop peu épaisses. De plus, en quelques points, autour de Saint-Pardoux et de Thiviers, les couches calcaires du Jurassique s'inclinent trop rapidement vers le Sud-Ouest pour déterminer une côte bien dessinée. Ça et là, entre la Dronne et l'Isle, des placages de terrains tertiaires effacent également quelques dénivellations d'origine structurale. Enfin on ne peut pas attendre de petits cours d'eau, comme la Cole ou l'Auvézère un énorme travail de déblaiement; elles n'ont ouvert que des vallées de 1 à 2 kilomètres de largeur et elles ne se sont encaissées que d'une centaine de mètres dans les plateaux qui les entourent. Il faut enfin tenir compte pour expliquer la faiblesse de ces reliefs structuraux, de la diminution d'altitude des calcaires jurassiques du Sud-Est au Nord-Ouest; tandis qu'à Autoire, près

de Saint-Céré, le Bathonien atteint 420 mètres, à Terrasson il n'est plus qu'à 300 mètres, et à Saint-Pardoux-la-Rivière à 220 mètres; en se rapprochant ainsi du niveau de base marin, d'où partent les vagues d'érosion, il atténue sensiblement l'attaque des eaux courantes.

Toutefois, il ne convient pas de nier totalement la présence de reliefs dissymétriques en Périgord, le long de la bordure orientale du Jurassique. Au contraire, une série de formes topographiques monoclinales se succèdent de Nontron à Terrasson; vallée quasi-subséquente du Bandiat vers Javerlhac, percées conséquentes de la Cole, de l'Isle, de la Loue, de l'Auvézère et du Blême; amphithéâtre obséquent du Ser en amont de la Bachelierie; esquisse de côte sur le horst de Ladornac-Terrasson, autant de reliefs variés qui se rapprochent ou s'écartent des formes classiques du Bassin Parisien et qui apportent au Nord-Est du Périgord des éléments de pittoresque diversité (carte X, p. 395).

La correspondance a peu près exacte entre cette topographie structurale et le réseau hydrographique permet d'assigner aux côtes et buttes-témoins des calcaires jurassiques le même âge que le creusement des vallées actuelles. A chaque percée conséquente correspond un cours d'eau dont la vigueur d'érosion a correspondu jadis à l'ampleur des matériaux dégagés. L'amphithéâtre du Ser supérieur est justifié par l'érosion régressive du cours d'eau et de ses petits affluents. La vallée même du Bandiat, si elle s'est creusée à partir d'une couverture de sables et de graviers pliocènes, n'a pas exhumé de relief fossile. Buttes-témoins et côtes sont étroitement liées au réseau hydrographique et se sont dessinées par conséquent à la fin du Pliocène et au Quaternaire. Tout au plus, doit-on envisager les crêtes et les buttes, qui dépassent nettement l'altitude de 200 mètres, comme les fragments d'un relief monoclinal antérieur à la surface d'érosion mio-pliocène qu'ils dominent de quelques dizaines de mètres et que l'on peut dater, comme on l'a indiqué plus haut, à propos de la côte de Chabroulie-la-Fayolle, de la fin de l'Éocène, puis de la période qui s'étend du Stampien au Burdigalien ou à l'Helvétien.

La seule objection que soulève la présence de tous ces accidents morphologiques en bordure du Jurassique provient du contraste entre la vigueur de l'œuvre accomplie par l'érosion subaérienne et la faiblesse actuelle des cours d'eau et du ruissellement. Pour justifier la percée de la barre rocheuse de Condat et les buttes-témoins de Laborie près de Saint-Orse, ou du Puy-d'Auzon près de Ladornac, il faut envisager des forces d'érosion supérieures à celles de maintenant : on doit admettre, au cours du Quaternaire, des périodes d'intense pluviosité, sans doute d'enneigement prolongé, avec une longue et profonde action de décomposition chimique en surface, puis de gigantesques ruissellements entraînant les débris au bas des pentes où des cours d'eau abondants étaient alors capables de nettoyer rapidement leur vallée et de rapprocher leur thalweg et leurs versants du profil d'équilibre par érosion linéaire et latérale. Les périodes glaciaires ont dû correspondre à ces périodes de vigoureuses érosions dont les rivières d'aujourd'hui ne nous donnent qu'une bien faible image.

5° L'INTÉRIEUR DU CAUSSE PÉRIGOURDIN.

Le Causse périgourdin n'est vraiment bien développé que de Thenon à Thiviers et de Sarliac à Tourtoirac. C'est là qu'il convient d'abord d'en étudier la morphologie avant de pousser plus avant les investigations au Nord-Ouest vers les Charentes et au Sud-Est vers les Causses du Quercy [3].

a) *Originalité du relief* (photo VII).

Lorsqu'on parcourt les alentours de Montagnac, de Gabillou ou de Coulaures, après avoir traversé les collines crétacées du Périgord, les caractères particuliers du Causse périgourdin frappent le regard. A cause de la végétation plus rare, et de la teinte grisâtre des roches qui percent çà et là la mince pellicule de sol rougeâtre, le paysage est plus clair que sur les calcaires santoniens et turoniens. La pierre apparaît partout, sur les pentes et sur les plateaux; elle s'amonce en « queyrous » au milieu des champs; elle recouvre de ses débris les sous-bois et les terres incultes. Les formes du relief sont plus lourdes que dans le Périgord crétacé; aux larges surfaces des plateaux s'opposent les pentes vives, souvent escarpées, des vallées; l'eau disparaît fréquemment au fond des vallons étroits, profonds et ramifiés. De maigres « garrissades » cachent mal la nudité du sol; le minéral l'emporte sur le végétal et il se dégage de ces panoramas, que l'on peut contempler du haut de Puyboucher près de Montagnac, une impression pénible d'âpre tristesse et de monotonie. Pourquoi? Comment s'explique ce paysage, familier sans doute aux habitants du Quercy, mais plus rare en Périgord? La disparition de la couverture tertiaire, les phénomènes de karstification et l'influence de la structure sur la forme des vallées apportent des solutions aux problèmes topographiques posés par le Causse périgourdin.

b) *La couverture tertiaire.*

Comme sur les Causses du Quercy, la couverture tertiaire, constituée par des argiles de décalcification, des sables et des graviers descendus du Limousin, est peu abondante sur le causse périgourdin. Elle se réduit à quelques plaques de sables argileux autour de Saint-Germain-des-Prés, sur la crête qui s'étend de Saint-Raphaël à Escoire, entre l'Isle et l'Auvézère, et au Nord de Saint-Orse. Ce n'est ni le vaste manteau de sidérolithique, que l'on trouve recouvrant les calcaires crétacés dans le Sud du Sarladais, ni la masse des graviers et des sables qui forment la Double. Cependant, les calcaires jurassiques, comme les calcaires crétacés, ont été soumis pendant le Tertiaire aux mêmes phénomènes de décomposition et d'alluvionnement; ils ont été, eux aussi, recouverts par des nappes de cailloutis descendus du Limousin; pourquoi donc la couverture des dépôts tertiaires est-elle plus réduite sur les calcaires jurassiques que sur les terrains du Crétacé?

C'est la conséquence normale de la structure et d'une différence de composition chimique. Les calcaires du Bathonien et du Bajocien, relativement purs, ne donnent par dissolution qu'une faible quantité d'argile

de décalcification; la terre rouge des Causses n'introduit ses teintes rutilantes au milieu des étendues grisâtres qu'en de rares endroits et sur une faible épaisseur. D'ailleurs serait-elle plus abondante qu'il n'en resterait que de faibles traces à la surface du Causse. En effet, les calcaires jurassiques sont très fissurés et percés comme des éponges par un réseau de canaux souterrains. En outre, leur épaisseur est considérable; elle varie entre 150 et 300 mètres car la couche imperméable, qui pourrait constituer un niveau de base où s'arrêteraient les débris entraînés par ruissellement, coïncide avec les argiles toarciennes qui s'enfoncent rapidement vers le Sud-Ouest; si, à Tourtoirac et à Saint-Germain-des-Prés, elles affleurent au niveau des vallées, vers Coulaures et Saint-Pantaly elles sont à peu près au niveau du zéro marin; et cependant les plateaux voisins atteignent 220 à 280 mètres d'altitude. Ainsi, sur une épaisseur considérable, diaclases et fissures des calcaires jurassiques peuvent s'enfoncer librement. De sorte que le ruissellement agit non seulement en surface mais également en profondeur et, au moment des pluies, les sources jaillissent au bas des strates calcaires, toutes chargées de sable et d'argile, avec des eaux teintées de rouge ou d'ocre. La surface du Causse a été ainsi rapidement nettoyée des dépôts tertiaires qui l'ont recouverte. En tout cas, ce déblaiement s'est effectué plus aisément que sur les calcaires crétacés où, comme on le verra ultérieurement, les débris de la décomposition des roches obstruent les couloirs souterrains et retardent le balayage des croupes et des collines découpées dans les sédiments coniaciens et campaniens. Le lessivage des plateaux du Causse périgourdin a eu lieu pendant l'ère quaternaire, sous l'influence des fortes averses, au moment des glaciations. La roche dépouillée apparaît à nu sur de larges espaces et la couverture des dépôts tertiaires se trouve réduite à l'état de lambeaux. Le tapis végétal en est sensiblement modifié. Au lieu des châtaigneraies touffues qui poussent sur le sidérolithique, au lieu des épaisses forêts de pins et de chênes qui s'étendent sur la Double, on n'aperçoit plus ici que de maigres « garrissades », de rares genévriers et des steppes de plantes desséchées. A la sombre verdure du Périgord crétacé s'oppose la grise nudité du Causse périgourdin (photo XXIII).

c) *Les phénomènes karstiques* (carte X).

1. *En surface*, les phénomènes karstiques sont très rares dans le Causse périgourdin. Les minutes de la carte d'Etat-Major ne signalent qu'une vallée aveugle au Sud-Ouest de Thiviers. Ce n'est certes pas la seule et, en parcourant le pays, on rencontre de nombreuses formes d'érosion propres aux pays calcaires. Ainsi, dans la même région de Thiviers, à mi-chemin de cette localité et de Négrondes, la route nationale N° 21 passe auprès d'un « cloup » creusé dans le Bathonien, près du hameau des Berges. On rencontre, çà et là, d'autres petites dolines à la surface des plateaux; les topographes les ont ignorées : elles sont de si modestes dimensions! Celles qui sont situées près du château de la Cousse, au Sud de Coulaures, n'ont guère plus d'une dizaine de mètres de diamètre. Une dépression fermée existe également près du cimetière de Cubjac, dans le vallon que remonte la route de Savignac. Aussi est-il difficile de dresser

une carte de toutes ces dénivellations dues à la dissolution de la surface du calcaire ou à des effondrements. Elles sont trop peu nombreuses et trop peu développées. Elles se répartissent surtout dans le Bathonien qui comprend, parmi ses horizons moyens, une série de couches marneuses où des cavités par dissolution et soutirage se forment assez aisément. Mais les bancs épais et compacts des autres horizons du Jurassique ne se prêtent guère à ces phénomènes karstiques de surface.

2. *En profondeur*, ils sont plus nombreux. Si l'on en croit les récits des gens, les trous, les cavernes, les abîmes sont innombrables. On peut citer entre autres le trou de la Louve aux limites des communes de Gabillou et de Saint-Pantaly-d'Ans, et le « Cro de l'Eygue » ou « Trou de l'eau » près de Bauzen, au Nord d'Ajat [3]. Il est certain également que le sous-sol est, en maints endroits, creusé de cavités sans issue apparente en surface. Quand on frappe du pied la roche en place, il n'est pas rare de l'entendre résonner comme si elle était creuse et probablement les bancs de calcaires bajocien et bathonien sont perforés çà et là par un réseau de couloirs souterrains. Quelques pertes de rivière font disparaître dans les profondeurs de la terre les eaux de surface. Ainsi, à quelques centaines de mètres en aval de Cubjac, au pied d'un escarpement de Bathonien supérieur, l'Auvézère envoie une partie de ses eaux dans la vallée de l'Isle, à Saint-Vincent; des expériences à la fluorescéine ont confirmé les propos qui circulaient jadis parmi les vieilles gens de l'endroit sur le parcours mystérieux du ruisseau sous les collines de Labattu.

3. Toutefois, ces divers accidents de relief karstique : cloups, igues, dolines, avens, grottes et réseau hydrographique souterrain, n'ont pas dans le Causse périgourdin le même développement que dans le Quercy. L'érosion normale y a conservé ses droits. C'est en effet un réseau serré de *vallées sèches*, bien ramifiées, hiérarchisées, qui caractérise le mieux le relief de ce petit causse. Elles sont particulièrement bien développées autour de Brouchaud, sur le Blâme, et de Mayac, sur l'Isle [3]. Pour en comprendre la formation, il convient d'en décrire quelques-unes que l'on peut suivre aisément sur le terrain.

Quand on remonte la vallée de l'Isle, de Coulaures à Cognac, on rencontre à gauche, avant d'atteindre le hameau des Maisons, un vallon qui s'élève vers le plateau du Maine [3]. Il est d'abord fortement encaissé entre les versants du calcaire bathonien et un ruisseau s'écoule vers l'aval; c'est la source vaclusienne de la Glane qui l'alimente de ses eaux bleues, claires et de température toujours égale. En amont de la source, la vallée s'élève rapidement d'une quinzaine de mètres et devient sèche; sauf au cours des pluies les plus abondantes, aucun filet d'eau n'en suit le thalweg. Les versants moins abrupts que près de la source de la Glane n'en sont pas moins encore très accusés; la vallée conserve l'allure d'un couloir sinueux dans lequel débouchent d'autres couloirs également bien dessinés jusqu'au pied du hameau du Maine. Là, une rupture de pente assez vive se produit et en quelques dizaines de mètres la vallée s'élève vers une large combe à peine esquissée à la surface du plateau. On serait peut-être tenté de rechercher le long de cette combe des cloups échelonnés de l'aval

vers l'amont, mais il n'y en a pas, la nature de la roche calcaire, formée par les bancs compacts du Rauracien, ne se prête pas au défoncement du plateau par l'érosion souterraine.

Le vallon sec, qui débouche dans la vallée de l'Isle, près de Savignac, et que la route de Sorges suit pendant 3 kilomètres, offre quelques caractéristiques nouvelles. On y pénètre par une rupture de pente d'une quinzaine de mètres dans le profil longitudinal. En deux points, il est affecté de contre-pentes; son thalweg s'enfonce dans le Bathonien supérieur et laisse apparaître les assises marneuses du Bathonien moyen. Puis, vers l'amont, il s'insinue à travers les calcaires sublithographiques de l'Oxfordien-Callovien, par un étroit couloir qui s'interrompt en atteignant les bancs compacts du Rauracien. Alors, là également, le profil longitudinal du vallon se redresse et on atteint une large combe qui donne au plateau du Maine et de la Chabroulie une allure de surface légèrement ondulée.

On pourrait multiplier les exemples, partout on retrouverait les mêmes formes du profil longitudinal et du profil transversal dans tout le réseau des vallées sèches qui découpent le Causse périgourdin en multiples collines. Ces vallées témoignent, par la rigoureuse hiérarchie qui règne entre elles, de l'existence assez récente d'un réseau hydrographique qui a cessé de couler depuis peu à ciel ouvert, mais qui subsiste toujours en profondeur. Dans chacun de ces vallons, les paysans savent où il faut creuser un puits pour trouver le ruisseau souterrain : les résurgences de la Glane, près de l'Isle, et du Maine-de-Bontemps au Sud de Brouchaud ramènent à l'air libre les eaux emprisonnées sous terre. On peut ainsi, par la pensée, reconstituer les nombreux ruisseaux et ruisselets qui descendaient jadis vers l'Isle et l'Auvézère.

Leur disparition n'est pas très ancienne et surtout le niveau de base, constitué par les grandes vallées voisines, n'est pas assez bas pour avoir entraîné déjà la désorganisation des vallées sèches comme cela s'est produit dans le Quercy et dans les Grands Causses où dolines et avens témoignent d'un intense travail d'érosion souterraine. On ne peut découvrir ici que quelques contre-pentes comme celles qui jalonnent le vallon de Savignac à la Chabroulie. Partout ailleurs des vallons s'agencent régulièrement les uns avec les autres et conservent les traces de l'érosion fluviale.

S'il en est ainsi, c'est en premier lieu à cause de la nature même des calcaires jurassiques périgourdins. Ils sont constitués par des bancs épais et compacts où les infiltrations lentes sont rares. Aussi se prêtent-ils mal à la dissolution par les eaux chargées de gaz carbonique et au ravinement par les eaux de pluie. Seules, les couches marneuses tendres du Bathonien moyen seraient sensibles à l'érosion souterraine, mais elles sont peu épaisses et leur influence est limitée.

Cependant, si les plateaux du Causse périgourdin se trouvaient situés, comme ceux du Quercy et des Grands Causses, à plusieurs centaines de mètres de hauteur au-dessus des vallées principales, il est certain qu'ils auraient subi une attaque plus vigoureuse de la part des cours d'eau souterrains. Mais la différence d'altitude entre les vallées de l'Isle et de l'Auvézère, d'une part, et les sommets des collines de Sorges et de Chour-

gnac-d'Ans, d'autre part, ne dépasse pas une centaine de mètres. Le niveau de base constitué par les thalwegs où subsistent des cours d'eau à ciel ouvert n'est pas assez bas pour engendrer une vigoureuse érosion dans l'intérieur des plateaux et le karst périgourdin demeure à l'état d'ébauche.

On peut donc imaginer un temps encore assez proche où, sous un climat plus humide que le climat actuel, sans doute pendant les périodes glaciaires, chaque vallée du Causse avait son ruisseau permanent qui s'écoulait vers l'Isle ou l'Auvézère situés à un niveau légèrement supérieur à celui où elles se trouvent aujourd'hui. Le réseau hydrographique était très dense et constituait un chevelu de petits cours d'eau comme dans les régions de terrains imperméables. L'érosion normale jouait sur les roches calcaires; les bancs compacts dessinaient des escarpements, les horizons hétérogènes donnaient des pentes moins vives. Vers l'amont, au point où une masse de roches dures barrait le cours d'eau, s'établissait une rupture de pente du profil en long et la vallée, encaissée vers l'aval, se terminait vers l'amont par une large « combe » évasée sur le plateau. Les phénomènes karstiques se réduisaient à la formation par dissolution de quelques grottes dans l'intérieur des calcaires, le long des diaclases et des strates.

Par la suite, le climat est devenu plus sec (on a déjà constaté que la Vézère, comme l'Isle, errent aujourd'hui dans des vallées trop larges pour elles); les ruisseaux, moins bien alimentés, ont disparu, d'abord des « combes » d'amont, puis d'une partie des vallons encaissés. Et, surtout, les vallées principales se sont légèrement approfondies, par suite de la reprise d'érosion qui sépare les terrasses acheuléennes des terrasses moustériennes, et ont ainsi abaissé d'une quinzaine de mètres le niveau de base local de tous les ruisseaux du Causse. Appauvris, obligés de se raccorder aux nouveaux thalwegs des cours d'eau principaux, ils n'ont pu rétablir leur profil d'équilibre qu'en disparaissant à l'intérieur d'un sol favorable par ses diaclases, ses fissures et ses couloirs à la formation d'un réseau hydrographique souterrain. Les puits, qui jalonnent aujourd'hui les vallées sèches du Causse périgourdin, prouvent qu'il suffirait d'un léger relèvement du niveau des grandes artères hydrographiques de la région pour voir reparaître partout les ruisseaux de jadis.

Ces ruisseaux éclipsés continuent sans nul doute leur œuvre d'érosion dans l'intérieur du sol; mais cette action est lente à cause de leur faible débit: aussi les vallées qu'ils ont abandonnées conservent-elles à peu près leurs formes d'autrefois; elles ne sont pas désorganisées par des cloups et des dolines; on a pu, tout au plus, signaler quelques contre-pentes çà et là, au Nord de Savignac et au Sud-Ouest de Thiviers, et quelques cloups ignorés des cartes topographiques. Le relief karstique dans le Causse périgourdin demeure donc à l'état d'ébauche.

d) *Relief structural normal du Causse périgourdin.*

Si l'on fait abstraction du relief karstique dans le Causse périgourdin, on constate que le paysage morphologique façonné par l'érosion normale présente une certaine originalité qu'il convient de mettre en valeur pour l'opposer à celle du relief des terrains crétacés du Périgord central.

Sommets des collines et surfaces des plateaux calcaires, versants des vallons et thalwegs des cours d'eau affectent des formes particulières qui sont le résultat de la résistance plus ou moins grande des roches jurassiques aux attaques de l'érosion subaérienne.

1. *Les sommets.* — Les sommets des collines et la surface des plateaux, entre Sorges et Cognac, autour de Mayac et au Nord de Gabillou, s'étalent selon des lignes horizontales comme des reliefs tabulaires (photo VII). C'est à peine si de larges combes, très évasées, déterminent çà et là quelques légères dénivellations. Ainsi, de Vaunac à Cognac, la route, qui passe par le hameau de Puyfebert, ne quitte guère l'altitude de 200 mètres. Au Sud de Gabillou, autour de Bauzen, les croupes se nivellent presque toutes à 220 mètres, comme celles qui séparent Saint-Pantaly et Laboissière-d'Ans de Savignac-les-Eglises. On serait tenté de voir dans ces sommets aplanis des surfaces structurales constituées par d'épaisses plaques de calcaire très dur. En réalité, ces plates-formes, si proches de l'horizontale, recoupent indifféremment tous les étages du Jurassique; ce sont des témoins des niveaux d'érosion tertiaires déjà décrits dans la première partie de cet ouvrage. Mais ils se sont conservés ici d'une façon particulièrement satisfaisante à cause de la nature même de la roche. La perméabilité des calcaires supprime en grande partie le ruissellement et nuit à l'érosion latérale des cours d'eau; de sorte que, lorsque ceux-ci creusent leur vallée dans les couches calcaires, ils ne peuvent en élargir rapidement les versants; ils coulent dans des sortes de cañons qui mordent très peu sur les surfaces d'érosion. C'est pour cette raison qu'il est presque aussi facile qu'en Limousin de retrouver sur le Causse périgourdin les traces des reliefs cycliques tertiaires.

Toutefois, ces surfaces ne nivellent pas complètement les plateaux qui séparent l'Isle, la Loue et l'Auvézère; çà et là, quelques buttes le dominant de 20 à 50 mètres : le pavillon de Saint-Michel domine d'une trentaine de mètres les croupes qui s'étendent au Nord de Sainte-Eulalie-d'Ans [3]; le Signal-de-la-Grange, près de Saint-Pantaly, atteint 250 mètres au-dessus de plateaux qui n'ont que 210 à 220 mètres. Mais c'est surtout le dos de terrain qui va de Montagnac à Puyboucher qui est caractéristique de ces formes de relief. De son sommet, à 250 mètres, on domine non seulement la vallée de l'Auvézère à l'Ouest, mais, vers l'Est, tout le moutonnement des collines qui entourent le Blême et se prolongent jusqu'au delà de Saint-Orse avec des altitudes de 220 mètres en moyenne (photo VII).

C'est la structure qui permet d'expliquer la conservation de ces buttes au-dessus des vastes étendues nivelées par les cycles d'érosion tertiaires. Elles sont en effet constituées par des blocs de calcaire particulièrement durs : les sommets de Saint-Michel et de la Grange appartiennent aux calcaires oolithiques du Bajocien supérieur; la croupe de Montagnac-Puyboucher est découpée dans les calcaires du Rauracien supérieur qui dessinent, partout où ils côtoient une vallée, des corniches abruptes. Peut-être, si les strates du Jurassique étaient de structure variée, si des couches tendres alternaient avec des couches dures, verrait-on les hauteurs de Montagnac-Puyboucher prendre l'allure d'une côte, d'une butte-

témoin à profil dissymétrique. Mais ici il n'en est rien; la faible différence de structure entre les divers horizons du Jurassique périgourdin, en particulier l'absence d'un Callovien-Oxfordien marneux et argileux, n'ont pas permis la création d'un relief de côte analogue à celui des Hauts-de-Meuse au-dessus des plaines de la Woëvre. Néanmoins, l'érosion différentielle a dû respecter quelques masses calcaires particulièrement dures et c'est pour cela que le Causse périgourdin est dominé en certains points par des buttes et des croupes aux pentes rèches, aux sommets arrondis, où s'accrochent plus de buissons et de genévriers que d'épaisses forêts de chênes.

2. *Les versants.* — Aux surfaces quasi horizontales qui nivellent les plateaux de Sorges à Thenon s'opposent les versants des vallées sèches ou vives. Sans doute sont-ils presque partout, comme on vient de le signaler dans l'analyse du relief des sommets, à pente raide, parfois abrupte. Cependant, avec leur surface grisâtre où les roches percent partout une maigre terre végétale, ils dessinent sur le ciel des lignes variées selon la nature du sol et selon la vigueur du cours d'eau qui les a façonnés.

D'après la nature des roches on peut distinguer deux sortes de versants : les escarpements des calcaires compacts, les « downs » des calcaires marneux.

A. *Dans les bancs massifs*, compacts, très durs du Bajocien, du Bathonien inférieur, du Bathonien supérieur, de l'Oxfordien-Callovien et du Rauracien, apparaissent souvent, au-dessus des cours d'eau, des corniches aux arêtes vives, des escarpements qui vont jusqu'à surplomber les eaux de la rivière qui passe au bas. Ainsi, à Saint-Jean-de-Cole, sur la rive droite du ruisseau, les calcaires dolomitiques compacts du Bajocien inférieur forment une corniche qui descend lentement vers l'aval. Au Sud d'Excideuil, le hameau de Sarconnat est porté, comme sur un piédestal, par l'escarpement des calcaires oolithiques du Bajocien supérieur. A Tourtoirac, ce sont également deux bancs très durs du Bajocien inférieur qui encadrent la vallée de l'Auvézère et la transforment presque en cañon. Par contre, à Cubjac, à Mayac ou à Prunerède, au Sud de Brouchaud, ce sont les calcaires lithographiques du Bathonien inférieur qui donnent tant de pittoresque, par leurs escarpements ruiniformes, à ces sites charmants du Périgord (photo XX).

Dans l'intérieur des vallées sèches on devrait retrouver, quand elles coupent ces formations calcaires particulièrement résistantes, des reliefs aussi escarpés. Effectivement, le vallon, que suit la route nationale N° 21, de Sorges à Sarliac, s'encaisse dans les bancs de calcaire rauracien qu'il rencontre à un kilomètre environ au Nord de Sarliac. Mais dans ces vallons, où l'érosion normale a cessé d'agir depuis la fin de la glaciation würmienne, les versants n'ont pas conservé leurs formes vives, abruptes, escarpées. Sous l'influence des agents atmosphériques, les corniches ont commencé à s'effriter; les blocs qui s'en sont détachés, s'accumulent à leur pied; le sommet perd son arête vive, s'arrondit peu à peu et l'on se trouve ainsi en présence d'un versant mort dans une vallée sèche, où ne joue plus l'érosion linéaire et latérale d'un cours d'eau. Cette évolution montre

comment se maintiennent abruptes les corniches dans les vallées où les rivières continuent à couler; elles déblaient le versant escarpé des débris qui tombent à ses pieds, favorisent le travail de sapement qui prépare la chute de nouveaux blocs et ceux-ci, en se détachant selon les diaclases qui traversent les bancs, conservent aux arêtes de l'escarpement leur caractère acéré. En revanche, si le cours d'eau disparaît dans le sous-sol, les pentes vives des versants perdent rapidement leurs lignes heurtées et s'adoucissent pour donner des formes mortes.

B. Une seconde catégorie de versants se dessine dans les roches hétérogènes du Jurassique périgourdin; aux lignes verticales des corniches se substituent des lignes convexes vers le haut, concaves vers le bas, profil caractéristique des « downs ». On retrouve ces formes topographiques partout où affleurent des roches variées : marnes feuilletées alternant avec des bancs oolithiques dans le Bathonien moyen; brèche du Bathonien supérieur; calcaire subcrayeux du Rauracien inférieur. Ces terrains sédimentaires ne sont pas assez compacts pour donner des escarpements; aussi les collines, qui se découpent dans leur masse, offrent-elles des versants arrondis vers le ciel (photo II). On pourrait citer de multiples exemples de ces pentes de vallée aux lignes adoucies; il suffit de signaler les croupes qui portent le hameau de Landoue à l'Ouest de Tourtoirac et les collines qui entourent Brouchaud, découpées les unes et les autres dans les calcaires marneux du Bathonien moyen. Autour de Sorges et de Sarliac, ce sont les calcaires subcrayeux du Rauracien inférieur qui imposent des profils convexes aux versants des vallées [3].

Ainsi, tout le long de l'Isle et de l'Auvézère, on voit se succéder, dans la traversée du Causse périgourdin, les versants escarpés et les pentes arrondies en « downs ». Si les premières tirent leur origine de la compacité d'une roche où les seules lignes de faiblesse sont constituées par des diaclases, les secondes proviennent de sédiments hétérogènes, moins résistants à l'attaque des agents d'érosion. Sous l'influence du gel, des infiltrations, de la dissolution et du ruissellement, ils se désagrègent en menues pierrailles qui s'accumulent en deux points des versants : à la partie supérieure et au bas des pentes. Ainsi, le haut des versants s'arrondit vers le ciel tandis que leur base s'incurve sous l'accumulation des débris descendus par gravitation ou ruissellement de la zone moyenne. Comme le ruissellement est fortement atténué par les amas de matériaux qui finissent par recouvrir la roche saine, le nettoyage du flanc de la vallée s'effectue de plus en plus mal, et le profil transversal de la coupure ne cesse de s'adoucir.

Dans les vallées sèches, il ne peut plus y avoir nettoyage du thalweg qui, peu à peu, se comble avec les débris de roche descendus des pentes voisines. Aussi, les vallons des alentours de Mayac et de Brouchaud, découpés dans les marnes bathoniennes, ont-ils perdu, plus que ceux qui traversent les bancs compacts du Bajocien ou du Rauracien, les formes nettes des vallées vives. Le fond s'exhausse, les flancs s'évasent, les sommets s'adoucissent et, peu à peu, le relief, faute d'une vigoureuse érosion normale, s'ensevelit sous ses propres débris.

En revanche, dans une vallée où coule encore un cours d'eau actif, l'Isle, la Loue ou l'Auvézère, des versants à profil en down ont été détruits par les caprices d'un méandre divagant. A Saint-Pantaly-d'Excideuil, la Loue vient raser sur sa rive gauche des collines constituées par des calcaires marneux du Bathonien moyen; ses eaux vives ont nettoyé de leurs débris le bas des pentes; un profil plus vigoureux s'est dessiné; seuls les sommets conservent leurs courbes convexes vers le ciel. Menus détails de morphologie mais qui montrent combien la moindre variation dans la nature des roches ou dans les forces d'érosion peut créer des formes de relief nouvelles et contribuer ainsi à la variété du paysage topographique.

e) *Les méandres.*

Reste à examiner l'allure des vallées principales et à décrire, en les expliquant, les sinuosités plus ou moins prononcées de l'Isle, de la Loue et de l'Auvézère, dans la traversée du Causse périgourdin. En amont de leur zone de confluence, les trois vallées de l'Isle, de la Loue et du ruisseau de Saint-Germain sont sensiblement rectilignes; elles tranchent sans déviation sensible, les masses calcaires du Bathonien et du Bajocien. Il en est de même pour quelques sections de l'Isle, entre Coulaures et Sarliac, et pour l'Auvézère vers Sainte-Eulalie et Laboissière-d'Ans.

Par contre, autour de Coulaures, de Mayac et de Saint-Vincent, la vallée de l'Isle décrit des méandres encaissés assez vigoureux. Si le cours d'eau ne colle plus aux versants des rives concaves, ou bien s'il décrit à l'intérieur des méandres encaissés, des méandres divagants, c'est à cause de la faiblesse actuelle de son débit qui ne lui permet plus de nettoyer son thalweg et l'oblige ainsi à errer sur ses alluvions. On ne doit donc pas tenir compte, pour la compréhension des méandres encaissés, du cours d'eau actuel au débit affaibli, mais envisager plutôt des rivières très abondantes, susceptibles d'élargir rapidement les versants de leur vallée et de dessiner, aux dépens des terrains encaissants, de vigoureuses sinuosités. Il en est de même pour l'Auvézère dont la vallée s'incurve au Chambon, entre Tourtoirac et Sainte-Eulalie-d'Ans, à la Barge, près de Laboissière et autour de Cublac.

Pourquoi s'opposent ainsi, dans ces vallées vives, à des sections droites des sections tourmentées? En somme, pourquoi y a-t-il là des méandres encaissés et ailleurs des coupures rectilignes? C'est le problème même des méandres qui se trouve ainsi posé (a). Si l'on examine de près la structure des roches calcaires qui encadrent les sections rectilignes de l'Isle entre Cornac et Coulaures, du ruisseau de Saint-Germain et de la Loue, entre Excideuil et Coulaures, on constate qu'elles offrent une très grande homogénéité; tout le long des versants on voit affleurer la même formation, c'est-à-dire les calcaires compacts et lithographiques du Bathonien inférieur. Le cours d'eau ne rencontre nulle part sur son passage soit un banc

(a) On n'a pas cherché ici à traiter le problème d'ensemble des méandres : c'est un chapitre de géographie générale qui a donné lieu à de récentes recherches, [39], [233], [208]; on s'est borné à décrire et à expliquer des cas particuliers, du domaine de la géographie régionale.

marneux plus tendre, soit une barre plus dure que les calcaires traversés. Dans cette masse homogène il a donc pu creuser sa vallée sans se heurter à un obstacle qui l'aurait obligé à dévier à gauche ou à droite. Depuis le moment où, sous l'influence d'une reprise d'érosion, l'Isle a commencé à s'encaisser, d'abord dans la couverture des dépôts tertiaires, ensuite dans les sédiments jurassiques, elle n'a pas dévié de sa direction primitive du Nord vers le Sud. La même explication paraît valoir pour le ruisseau de Saint-Germain-des-Prés et pour certaines sections de l'Isle, en aval de Coulaures, et de l'Auvézère, en aval de Tourtoirac. Chaque fois que ces rivières traversent des roches de structure homogène, elles ne s'écarteront pas de la ligne droite [3].

En revanche, les méandres de Coulaures, sur la Loue, de Mayac et de Saint-Vincent, sur l'Isle, ceux du Chambon, de la Forge-d'Ans et de Cubjac, sur l'Auvézère, correspondent au passage de la vallée à travers une formation sédimentaire hétérogène; en général, c'est une barre de roche dure qui coupe le cours d'eau. A Coulaures, sur la Loue, et au Chambon, sur l'Auvézère, c'est un banc de calcaire compact et lithographique du Bathonien inférieur qui entre en contact avec les calcaires marneux du Bathonien moyen; il s'est créé ainsi, dans les versants de la vallée, des zones dures et des zones tendres qui brisent le fil de l'eau et l'incitent à dessiner des sinuosités. A Mayac, sur l'Isle, et à la Forge-d'Ans, sur l'Auvézère, ce sont des masses de calcaire oolithique alternant avec des lits de marnes feuilletées qui déterminent une déviation dans la direction des vallées. Enfin, à Cubjac et à Saint-Vincent, les deux cours d'eau, en passant rapidement du Bathonien supérieur au Rauracien par l'Oxfordien-Callovien, se trouvent soumis à toutes sortes de réactions diverses de la part des roches encaissantes, plus ou moins résistantes, et ils doivent se plier, par des méandres forcés, aux formes irrégulières et aux caprices de la structure.

En outre, on peut envisager, comme cause de méandre, dans une région de relief karstique telle que le Causse périgourdin, les effets d'un ruissellement souterrain très intense. Au point même où débouche, dans la vallée, l'exutoire d'une rivière souterraine, il se produit, au moment des fortes pluies, de véritables chasses d'eau qui obligent le cours d'eau à se déplacer vers le versant opposé et à dessiner un coude. *A fortiori*, un affluent secondaire, aux crues violentes, peut aussi déterminer sur la rivière où il se jette une boucle au droit de la confluence. De tels cas se sont produits sur l'Auvézère, en amont de Saint-Pantaly-d'Ans, sur le le Blême, auprès de Brouchaud, et au Sud de Gabillou, dans le vallon sec qui descend de Bauzen, où chaque sinuosité correspond à une vallée affluente ([12], Périgueux, quart. S.-E.).

D'autres influences ont encore pu jouer dans la formation des méandres encaissés. La structure n'est pas seule en cause, la tectonique est également intervenue. D'ordinaire, en effet, les méandres apparaissent non loin des points de confluence : à Coulaures où se rencontrent trois cours d'eau importants, à la Forge-d'Ans où le Blême se jette dans l'Auvézère. Or, nous avons vu, dans la première partie de cet ouvrage, que les zones de confluence coïncidaient souvent avec les zones de subsidence [198]. Autour

de Coulaures, en particulier, l'Isle, le ruisseau de Saint-Germain et la Loue ont été attirés vers une sorte de cuvette qui s'est accentuée aussi bien au moment des dépôts de sables tertiaires que lorsque se produisait la sédimentation jurassique. L'inclinaison des strates du Bathonien vers ce point et l'abondance des dépôts tertiaires et même quaternaires autour du confluent, permettent de supposer qu'il y a eu là continuellement un petit bassin en voie de lent affaissement et où les cours d'eau devaient ralentir leur marche. Ainsi, leur puissance d'érosion et de transport se trouvait atténuée; ils coulaient sur leurs alluvions et y dessinaient des méandres divagants; ou bien, en creusant leur vallée, sous l'influence des reprises d'érosion quaternaires, ils se heurtaient vers l'aval à des anticlinaux et à des dômes limitant l'aire de subsidence où ils convergeaient : ils n'avaient pas la force nécessaire pour vaincre l'obstacle par une coupure rectiligne et devaient s'incurver vers l'amont dans la zone d'affaissement. De sorte que confluence et méandres, qui vont de pair autour de Coulaures et de la Forge-d'Ans, sont ici les conséquences normales d'une cause d'ordre tectonique : le lent affaissement d'un petit bassin d'effondrement.

CONCLUSION SUR LE CAUSSE PÉRICOURDIN.

Ainsi, entre Thiviers, Sarliac, Thenon et Excideuil, les calcaires jurassiques créent un paysage morphologique original. Le Causse périgourdin s'oppose aux collines crétacées et se rapproche des formes du relief quercynois par ses croupes grisâtres où domine la pierre, par ses roches dures et rêches, perforées de grottes et de couloirs, par ses nombreuses vallées sèches encadrées d'escarpements ruiniformes ou de « downs » au profil régulier. Sa surface, déblayée largement du manteau des dépôts tertiaires, étale sous le soleil d'été ses landes desséchées, ses murettes croulantes, ses genévriers odorants et ses teintes monotones et fondues. Ses vallées vives s'encadrent çà et là de corniches blanches et prennent l'allure de cañons; mais elles sont rares et leur traînée de verdure s'oppose aux pentes grises et sèches des collines voisines (photo VI).

Cependant, le Causse périgourdin n'est pas un causse complet où les formes karstiques puissent prendre toute leur ampleur. La nature des roches, très souvent compactes et homogènes, se prête mal à l'établissement des dolines et à l'érosion souterraine par dissolution et soutirage. Et surtout, l'écart entre le sommet des plateaux et le fond actuel des vallées, qui jouent le rôle de niveau de base local, est trop faible pour déterminer une vigoureuse érosion dans l'intérieur des masses calcaires. Sans doute, le réseau hydrographique qui a creusé les vallées sèches a-t-il disparu par affaiblissement du débit et par enfouissement dans l'intérieur du sol. Mais il est à faible profondeur et les vallées délaissées ne sont pas encore désorganisées par les dolines. Il faudrait une nouvelle surrection des plateaux jurassiques, un nouveau creusement rapide des vallées pour entraîner la création de cañons le long des vallées principales, pour crever, par des « cloups », les thalwegs des vallées sèches, pour démanteler par des dolines, des ouvalas et des avens les masses calcaires des collines. En un mot, il faudrait que la zone supérieure du karst prit une plus grande

ampleur au-dessus de la zone inférieure où circulent les eaux souterraines liées au niveau de base des grands cours d'eau coulant encore à l'air libre.

On verrait alors se dessiner un « holokarst » dans les calcaires les plus purs du Bathonien et du Rauracien, un « mérokarst » s'établirait dans quelques strates marneuses du Bathonien moyen et les calcaires subcrayeux du Rauracien inférieur. Des types de transition entre karst complet et karst partiel se dessineraient dans les calcaires souvent hétérogènes du Callovien-Oxfordien. Mais ces distinctions ne peuvent être établies encore en Périgord où n'existe qu'un causse incomplet et de dimensions réduites [89].

6° LE RELIEF DES TERRAINS JURASSIQUES AU NORD-OUEST DU PÉRIGORD.

Du Causse périgourdin se détache, vers le Nord-Ouest, une étroite bande de terrains jurassiques qui s'épanouit de nouveau au delà de Nontron, avant de pénétrer en Angoumois. Le long de cette zone il est souvent difficile d'apercevoir les calcaires bajociens et bathoniens, tant ils sont recouverts par d'abondants dépôts tertiaires : sables du Périgord et graviers pliocènes. Le nettoyage de la surface des sédiments jurassiques n'a pas pu s'opérer ici avec la même ampleur que dans la région de Coulaures et de Thenon parce que l'épaisseur des terrains de transport était beaucoup plus considérable, l'étendue des plateaux jurassiques beaucoup plus restreinte et l'altitude relative plus faible. Sans doute, aperçoit-on, çà et là, au milieu des bois, au Nord de Négrondes et à l'Ouest de Saint-Jean-de-Cole, quelques dépressions fermées; mais ce sont des dolines aux parois tapissées de sables et d'argiles, avec des avens obstrués de débris entraînés vers les profondeurs du sol par les eaux de ruissellement. Ces accidents sont trop rares et manquent d'ampleur pour permettre au ruissellement d'enlever toutes les masses alluviales descendues du Limousin vers le Périgord. Les alentours de Vaunac, de Saint-Jean-de-Cole, de Milhac-de-Nontron sont donc recouverts de sables et de graviers de l'Oligocène et du Pliocène et l'on n'aperçoit les calcaires jurassiques que par les coupures des vallées [3].

Cependant, dès que la distance entre les granites du Nontronnais et la bordure septentrionale du Crétacé s'accroît, dès que les sédiments du Bajocien ou du Rauracien reprennent de l'étendue, l'aspect typique du Causse reparaît. Il en est ainsi au delà de Saint-Martial-de-Valette, sur les croupes de Varaignes et les plateaux de Javerlhac [1]. Au Nord du Bandiat, la faible profondeur où se trouvent les terrains cristallins imperméables n'a pas permis à la plupart des vallées, creusées dans le Bajocien, de laisser disparaître leurs cours d'eau; de Saint-Martin-le-Peint, de Teyjat et de Soudat descendent des ruisseaux permanents, bien alimentés par les étangs et les sources du Nontronnais. Mais, sur le versant méridional de sa vallée, le Bandiat a perdu tous ses tributaires et il en est de même pour la Nizonne, autour de Lussas, où se ramifient de nombreuses vallées sèches.

Le Causse reparaît donc autour de la Chapelle-Saint-Robert, sur le Bathonien inférieur, et de Hautefaye, sur le Rauracien [117]. Les calcaires

perforés laissent passer les eaux de pluie; le ruissellement est réduit et de belles surfaces d'érosion, appartenant aux cycles oligocène et mio-pliocène, se sont conservées au Sud-Ouest de Javerlhac, vers 190 mètres environ d'altitude. Des dolines de faibles dimensions apparaissent au Sud dans des combes largement évasées et qui se terminent brusquement au-dessus de vallées sèches très encaissées. La pierre surgit partout, dans les champs, dans les murettes, dans les « queyrous »; elle donne au paysage ses teintes grises, son âpreté rugueuse et sèche. Le profil transversal des vallées vives reflète les influences structurales : à Saint-Pardoux, près du hameau de la Noujarède, le Bajocien inférieur dessine des escarpements qui se prolongent de part et d'autre de la vallée de la Dronne jusqu'à Saint-Front. Par contre, près de Javerlhac, le Bajocien supérieur forme plutôt des « downs ». Ce sont également des versants incurvés vers le ciel qui encadrent les vallées sèches de la Chapelle-Saint-Robert.

Mais toutes ces formes de relief, semblables à celles du Causse périgourdin, sont ici partiellement oblitérées par les dépôts tertiaires et elles ne peuvent prendre beaucoup d'ampleur à cause de la faible dénivellation entre la surface des plateaux et le fond des vallées; vers Varaignes et la Chapelle-Saint-Robert cette dénivellation n'atteint pas 100 mètres. Pour retrouver des formes karstiques assez bien développées il faudrait pousser plus au Nord et pénétrer dans l'Angoumois. Mais dans les limites septentrionales du Périgord, on ne rencontre, encore une fois, qu'un karst incomplet, mal dessiné dans les terrains jurassiques du Nontronnais.

7° LE RELIEF DES TERRAINS JURASSIQUES A L'EST ET AU SUD DU PÉRIGORD.

A l'Est de Thenon les calcaires jurassiques du Causse périgourdin perdent de nouveau de leur largeur; ils disparaissent même à l'Est de la Bachellerie où l'Angoumien arrive au contact du Rhétien. Mais ils reprennent de l'ampleur en atteignant la vallée de la Vézère, entre Aubas et Condat et, après la zone faillée de Lacassagne-Ladornac, ils s'épanouissent dans le Causse de Martel vers l'Est et vers le Sud. Ils n'intéressent plus le Périgord que dans la région de Coly, en bordure du Sarladais, vers Borrèze et Orliaguet, et au Sud, dans la pointe que le Causse pousse au Nord-Ouest de Daglan et de Saint-Pompon, grâce au jeu des failles de Saint-Cyprien.

a) *Autour de Coly.*

Entre les deux failles de Lacassagne et de Ladornac, les masses calcaires du Bathonien introduisent le paysage caractéristique du Causse du Quercy. Il ne s'agit plus ici d'un karst incomplet, de médiocres dimensions; il prend au contraire un caractère grandiose au-dessus des profondes vallées de la Vézère et du Coly. Il est le prolongement naturel des régions desséchées et perforées de multiples dolines de Nadaillac et de Cressensac, que M. Clozier a décrites dans son étude morphologique du Quercy [84].

Le relief des plateaux de la Chapelle-Mouret et de Chazal, à l'Est de

Coly, offre au regard de vastes étendues planes qui représentent, non des surfaces structurales, mais les vestiges de pénéplaines d'érosion tertiaires. Quand on examine dans le détail ces surfaces, qui paraissent si bien conservées, on constate qu'elles ne sont plus que des ruines gigantesques, des masses rocheuses perforées de multiples abîmes et parsemées d'innombrables dolines [7]. Sans doute le causse y est-il moins démantelé qu'au Sud de Chavagnac; on rencontre cependant, autour des hameaux de Chabrats et de Peyrenègre, des cloups si près les uns des autres qu'ils entrent çà et là en coalescence. Il y'a eu sans doute dissolution à l'intérieur des masses calcaires, grâce aux cassures de la roche, aux plans de stratification ou bien aux diaclases et il s'est formé des cavités souterraines qui sont venues perforer la surface du sol par érosion chimique régressive. Le Bajocien inférieur paraît particulièrement favorable à ce mode de destruction du relief par les eaux souterraines, et les « igues » se multiplient à mesure que, vers l'Est, les calcaires lithographiques de cet étage prennent plus d'ampleur entre Ladornac et Nadaillac.

Le réseau souterrain des cavernes n'a guère été exploré dans cette partie du Causse occidental [195], mais les pertes de ruisseau, les récits des gens du pays sur les grottes dont l'entrée s'est éboulée, laissent envisager une grande extension des couloirs naturels à l'intérieur des calcaires bajociens. Ils sont rarement parcourus par des ruisseaux, de sorte que toute la partie du karst comprise entre le niveau des vallées actuelles, vers 120 mètres d'altitude, et la surface des plateaux à 300 mètres, constitue un karst desséché, un karst mort. C'est au-dessous de 120-130 mètres que l'on retrouve un karst vivant, en pleine évolution sous l'influence des nappes phréatiques et des ruisseaux souterrains. Quelques sources sont, à l'heure actuelle, les seules manifestations de ce travail interne des eaux; la plus importante et la plus connue est la source de Ladoux en amont de Coly, constituée par une belle résurgence d'une centaine de mètres carrés, aux eaux limpides, avec des reflets bleus.

Aux plateaux secs, pierreux, grisâtres et plats, parsemés d'igues et de cloups, s'opposent les vallées sèches, nombreuses et bien ramifiées. La plus importante est celle qui descend des hauteurs de Pechgouyran et de Mas del Sartre près de Nadaillac (fig. 39). Avec ses méandres et ses nombreuses confluences, il semble que les eaux vives ne l'ont pas encore abandonnée. Ses multiples sinuosités proviennent plutôt de l'effet des « chasses d'eau » venues des vallons affluents que de l'hétérogénéité de la roche. Son profil en long, fortement surbaissé, se relève au pied du hameau de Nioldre par une vigoureuse rupture de pente qui transforme l'étroit vallon d'aval en une large combe d'amont. Il en est de même pour les vallons affluents; vers l'aval ils sont tous très encaissés, puis ils se relèvent rapidement vers leur sommet. Il y a là, semble-t-il, un phénomène d'érosion régressive qui a mis à profit la présence d'horizons marneux, tendres, sous des plaques de calcaire dur, de sorte que l'allure du profil en long de ces vallons serait d'origine structurale et non cyclique. Ce problème se présente avec plus de netteté dans les calcaires crétacés et sera repris avec de nouvelles données dans l'étude du Périgord central (fig. 61).

Les versants des vallées autour de Coly offrent au regard deux sortes

de profils; des escarpements et des « downs ». Lorsque les calcaires du Bajouen supérieur affleurent, leurs brèches et leurs bancs compacts dressent de vigoureux abrupts au-dessus des pentes inférieures. Ainsi s'expliquent, autour de Condat, les hautes murailles de pierre blanche qui encadrent le confluent du Coly et de la Vézère. Mais les profils incurvés vers le ciel dominant autour des vallons desséchés; les plus caractéristiques entourent le hameau de Boué, au pied des cotes 229, 215 et 199. Ce sont des calcaires lithographiques avec lits de marnes feuilletées, qui, par leur caractère hétérogène, justifient ces formes classiques du relief dans les terrains perméables et relativement tendres.

b) Vers Borrèze.

Au delà de Jayac et de Paulin, la Causse n'appartient plus au Périgord; ce n'est qu'autour de Borrèze et de Cazoulès qu'il s'incorpore encore, en partie très restreinte d'ailleurs, à la région du Sarladais. Ses paysages secs, grisâtres, où domine l'élément minéral, s'opposent avec vigueur à ceux du Crétacé plus verdoyants, plus variés et plus gais. Mais le niveau de base de la Dordogne, plus bas que celui de la Vézère, a déterminé des vallées plus profondes, d'une altitude proche de 100 mètres, cependant que la surface des plateaux dépasse largement 300 mètres. Ce sont donc des dénivellations de 200 mètres que l'on aperçoit à ses pieds lorsque du haut des collines d'Eyvignes on contemple le village de Borrèze [7]).

En outre, la nature particulière des calcaires jurassiques, où dominent les bancs compacts de calcaire homogène, modifie sensiblement le relief caussenard. Les plateaux parsemés d'igues disparaissent; ce sont plutôt les croupes arrondies ou escarpées qui l'emportent. Les vallées sèches sont toujours très nombreuses et très profondes; des sources abondantes jalonnent le cours des ruisseaux, mais il est difficile de retrouver, à travers le sol, le chemin suivi par les eaux d'infiltration. Il existe des phénomènes karstiques sans nul doute, mais ils manquent d'ampleur; ils se réduisent à des fissures le long des diaclases et des strates : dolines, avens, canaux souterrains n'attirent plus l'attention comme au Nord-Ouest de Nadaillac. Les calcaires du Rauracien, qui dominent ici, sont en bancs épais, massifs et ne se prêtent guère à l'érosion chimique interne et progressive. Ils sont assez fissurés pour favoriser les infiltrations et réduire le ruissellement, mais ils ont tenu bon devant la dissolution par les eaux chargées de gaz carbonique.

Ces roches si dures, si compactes et si homogènes, donnent à cette région du Causse un aspect plus grandiose qu'au Nord; ce sont bien toujours les mêmes collines grisâtres, rayées de murettes en pierres sèches, mais les pentes sont plus vives et se terminent par des abrupts quand affleurent les calcaires de Borrèze, dits « calcaires à corniche ». Le paysage morphologique est donc plus âpre que vers Nadaillac et constitue au Raysse, sur les rives de la Dordogne, avec des escarpements de près de 100 mètres de hauteur, un des points les plus pittoresques de la belle vallée.

c) *Autour de Daglan et de Saint-Pompon.*

La dernière apparition du Causse en Périgord se manifeste autour de Saint-Pompon et de Daglan grâce au soulèvement d'un anticlinal qui se poursuit au Nord-Ouest vers Saint-Cyprien et Périgueux [9] (carte X). Entre le Crétacé de Domme et celui de Saint-Laurent-la-Vallée, les calcaires du Jurassique supérieur constituent un nouveau paysage morphologique qui rappelle ceux de Borrèze et de Nadaillac et qui s'oppose avec netteté aux petites collines boisées du Sarladais (photo II). Il offre cependant quelques aspects nouveaux. Les roches qui le constituent sont, en effet, différentes de celles du Bajocien ou du Rauracien. Ici, c'est le Virgulien et le Portlandien qui affleurent. Si le Virgulien inférieur comprend des calcaires compacts, oolithiques et bréchoïdes, le Virgulien supérieur est plutôt marneux et tendre et le Portlandien inférieur se présente sous forme de calcaires en plaquettes, souvent feuilletés; ces divers horizons sont donc plutôt hétérogènes, peu résistants à l'érosion chimique et aux infiltrations. Aussi retrouvons-nous ici, et à un degré plus intense, un karst évolué comme celui de Nadaillac dans le Bajocien.

Les calcaires portlandien supérieurs constituent, au-dessus du Virgulien marneux, comme une carapace relativement dure, mais une carapace que perforent cependant les phénomènes de dissolution par érosion régressive. Des cours d'eau souterrains, recueillant de multiples filets d'eau provenant des infiltrations, entraînent, vers les sources vauclusiennes qui jalonnent les vallées de la Lausse et du Céou, soit à l'état de débris, soit à l'état de solution, des masses importantes de calcaires virguliens marneux, friables, solubles. Ainsi se créent, sous les calcaires du Portlandien, des vides de plus en plus grands qui provoquent, soit des effondrements, soit des abîmes ou « igues » par lesquels les argiles de la surface se trouvent entraînées dans les profondeurs du sol. Le Portlandien se trouve ainsi perforé en de nombreux points par des dolines qui communiquent avec le réseau des canaux souterrains par des « crozes » ou « avens ».

La répartition de ces accidents du relief n'est pas laissée au hasard : elle est fonction de celle du réseau des vallées et des cours d'eau qui les parcourent. Ainsi, la vallée, qui passe entre les hameaux de Galivet et de Berger, pour remonter vers le Buissonnet, très étroite et très profonde vers l'aval, s'étale vers l'amont en une belle combe, large, aux versants adoucis; c'est dans cette combe que s'échelonnent une série de petites dépressions karstiques dont l'une a donné son nom au village du Cloup, au Nord de Campagnac-les-Quercy [12]. On peut donc envisager l'érosion du Causse dans cette région de Daglan et de Saint-Pompon d'une manière assez simple. Sous l'influence d'un abaissement du niveau de base, les ruisseaux ont scié la plaque de calcaire portlandien de l'aval vers l'amont. Ils ont déblayé rapidement, là où ils étaient assez puissants, les marnes virguliennes, mais vers l'amont, ils ont dû respecter les calcaires en plaquettes du Portlandien et atteindre souterrainement leur profil d'équilibre en attaquant les roches marneuses plus tendres. Chaque vallée ou vallon

se compose ainsi de deux sections séparées par une rupture de pente (fig. 61) :

1° Vers l'aval un couloir étroit, profond, avec des versants qui esquissent au bas des pentes un profil de down, mais dont la pente se relève quand elle atteint le Portlandien;

2° Vers l'amont une large dépression à peine indiquée à la surface du plateau et jalonnée çà et là de petites dolines. L'érosion actuelle se poursuit lentement à l'air libre vers l'aval, souterrainement vers l'amont.

Dans cette partie périgourdine du Causse, le paysage morphologique offre donc deux aspects très opposés : le plateau et les vallées. Le plateau, ondulé et grisâtre, parsemé de « cayrous », est criblé de dolines le long des combes. Dans ces dépressions s'accumule un peu d'argile rougeâtre où poussent des bois et où les paysans installent leurs champs. Les croupes qui les séparent, constituées de roches très fissurées, ne subissent plus les effets du ruissellement et, par opposition aux combes, qui constituent un relief vivant, elles forment un relief mort. Les vallées, encaissées dans le Virgulien, sont rares, mais vigoureusement dessinées; leurs pentes presque abruptes se dressent grises et sèches, tachetées de genévriers, au-dessus du fond plat des thalwegs. Un faible remblaiement s'est effectué depuis le Néolithique, dû à la fois aux éboulis des pentes et aux dépôts de décalcification qui se fixent sur les tiges et les racines des plantes le long des rives des ruisseaux.

CONCLUSION.

Les confins quercynois du Périgord sont donc très variés. M. Clozier a déjà détruit la légende d'un paysage caussenard monotone, indéfiniment répété des bords de la Vézère aux rives de l'Aveyron [84]. On trouve une confirmation de ces aperçus pleins d'originalité en examinant les trois zones du Quercy qui touchent au Périgord : autour de Coly au Nord, entre Borrèze et Cazoulès à l'Est et aux environs de Daglan-Saint-Pompon au Sud.

De Nadaillac à Ladornac les calcaires bajociens, cariés et disséqués, n'offrent plus qu'un squelette de relief conservé grâce à l'absence de ruissellement. Vers Eyvigues et Orliaguet les croupes rauraciennes ont une vigueur qui donne aux profondes vallées de la Borrèze et de ses affluents une allure grandiose. Enfin, à Saint-Pompon et à Daglan, les plaques de calcaire portlandien s'opposent, par leur âpreté sèche et leur résistance à l'érosion, aux pentes plus douces du Virgulien marneux. Trois régions du même Causse constituent trois paysages différents grâce aux réactions diverses d'une structure variée en présence d'une double érosion, normale et karstique.

§ IV. — RELIEF STRUCTURAL DU PÉRIGORD CRÉTACÉ

1° LIMITES, STRUCTURE DES ROCHES ET TECTONIQUE.

a) *Limites du Périgord crétacé (cartes I et X).*

La partie du Périgord constituée par des terrains crétacés est de beaucoup la plus étendue de la région, elle en forme le cœur, l'élément essentiel.

Au Nord et à l'Est ce sont les terrains jurassiques, sur lesquels reposent les calcaires crétacés, qui en marquent la limite. La zone de séparation passe par Connezac au Sud-Ouest de Nontron, par Vaunac, puis de là, s'infléchit vers le Sud en direction de Sorges et du Change sur l'Auvézère. La faille de Thenon ramène la limite du Périgord et du Causse dans la direction du Sud-Est par Ajat, Aubas sur la Vézère, Lacassagne et Jayac. De nouveau, face au Quercy, les terrains crétacés s'incurvent vers le Sud et, par Paulin et Salignac, atteignent vers Carlux les rives de la Dordogne. Au delà, ils se prolongent par Lamothe-Fénelon jusqu'auprès de Gourdon. L'anticlinal jurassique de Saint-Cyprien y détermine une brèche de sorte que, de Gourdon, les calcaires et les grès du Turonien et du Sénonien doivent décrire un crochet vers le Nord-Ouest, en direction de Saint-Cybranet sur le Céou, et de là regagner Saint-Laurent-la-Vallée où le flanc occidental de l'anticlinal les limite selon une direction Nord-Sud par Marmignac et Goujonac jusqu'aux rives du Lot, près de Puy-l'Evêque. De là, ils s'infléchissent vers l'Ouest en direction de Duravel et de Fumel.

Vers le Sud, le Sud-Ouest et l'Ouest, les terrains crétacés s'effacent sous les terrains tertiaires le long d'une zone assez floue, couverte en partie par des dépôts superficiels. De Fumel à Salles-de-Gavaudun et à Biron, en face des mollasses de l'Agenais, les calcaires du Coniacien et de l'Angoumien sont fréquemment cachés sous les sables sidérolithiques. Ils bordent la vallée du Dropt entre la Brame, Monpazier et Capdrot, puis leur limite s'oriente vers le Nord-Ouest par Sainte-Croix et Beaumont, jusqu'à Tuilières sur la Dordogne. Au delà, la zone, qui les sépare des sables et des argiles du Landais et de la Double, devient de nouveau très vague; on peut la fixer aux alentours de Saint-Sauveur, de Beleymas et de Mussidan pour le Landais, de Chantérac, de Siorac et de Saint-Aulaye pour la Double. Enfin au Nord-Ouest, entre Saint-Aulaye et Connezac, les terrains crétacés s'étendent sans solution de continuité du Périgord vers la Charente; on peut en arrêter la description aux frontières mêmes de la région, c'est-à-dire aux vallées de la Dronne et de la Nizonne.

Ainsi, sur 120 kilomètres de longueur, du Sarladais au Ribéracois, et sur 20 à 60 kilomètres de largeur, entre le Quercy et le Limousin au Nord-Est et la Double et le Bergeracois au Sud-Ouest, le Périgord crétacé déroule ses collines boisées, coupées par les larges vallées de la Dronne, de l'Isle, de la Vézère et de la Dordogne.

b) *Structure des terrains crétacés* [18, 21, 22, 23 et 24]

Sans doute les terrains crétacés du Périgord contiennent-ils, comme ceux du Causse, de très fortes proportions de carbonate de chaux et leurs strates calcaires peuvent-elles se comparer à celles du Jurassique voisin. Néanmoins les différences l'emportent sur les ressemblances. Les étages du Coniacien ou du Campanien sont deux ou trois fois moins épais que ceux du Portlandien et du Virgulien : un banc calcaire a une puissance de 40 à 50 mètres dans le Causse et de 10 à 15 mètres dans le Périgord. La résistance à l'érosion en est très fortement atténuée. Et plus encore que l'épaisseur, la structure interne des roches diffère d'un système à l'autre. Les terrains crétacés sont bien moins homogènes que les terrains jurassiques; formés dans des mers peu profondes, à variations de niveau fréquentes, ils sont constitués très souvent de dépôts terrigènes, de matériaux détritiques, de grès et de marnes. Aussi voit-on affleurer, en quelques dizaines de mètres, des bancs durs de roche compacte, des bancs plus tendres de marnes et d'argile, puis des grès ou des calcaires gélifs. Si l'on ajoute à ces variations en hauteur, les changements latéraux de faciès et d'épaisseur dans un même horizon, on comprendra quelle extrême variété règne dans les sédiments crétacés du Périgord et, par voie de conséquence, dans le relief structural.

Un examen rapide des divers horizons permet d'avoir une idée encore plus précise de la complexité du Crétacé périgourdin. On peut distinguer les bancs de roche dure et compacte et les bancs de roche tendre et friable :

1. *Les bancs de roche dure et compacte correspondent à l'Angoumien moyen* avec un calcaire lithographique, cristallin, blanc, très dur, de 8 à 10 mètres d'épaisseur, formant corniche le long des vallées; c'est la pierre blanche de Chancelade, ou pierre d'Angoulême;

au Provencien inférieur (a) où domine un calcaire jaunâtre contenant dans le Nord-Ouest du Périgord des îlots de Rudistes; d'un grain assez fin vers Brantôme et Chapdeuil, où ce calcaire forme également des escarpements, il devient gréseux dans le centre de la région et sableux en Sarladais;

au Coniacien supérieur qui offre un des horizons les plus connus du Périgord; aux Eyzies, à Beynac, comme à Bourdeilles et à Périgueux, ses calcaires jaunâtres, parfois dolomitiques, noduleux, se révèlent par des abrupts le long des pentes des collines; au Nord-Ouest, il n'a que 12 à 15 mètres d'épaisseur tandis qu'il atteint 40 mètres aux Eyzies et autour de Sarlat où il devient, lui aussi, fortement gréseux;

au Campanien supérieur qui est couronné dans la région de Ribérac et de Verteillac par un banc de calcaire blanc oolithique, très dur, qui entraîne des ruptures de pente sur les hauteurs; il disparaît vers le Sud-Est, autour de Vergt et de Fossemagne;

(a) Le Provencien correspond, dans la nomenclature de la carte géologique au 1/80.000^e, à l'Angoumien supérieur.

enfin au *Dordonnien moyen* (a) qui se présente, comme le *Coniacien* supérieur, sous l'aspect d'un calcaire dolomitique jaunâtre ou rougeâtre, en dalles compactes et très résistantes, avec cependant des zones moins dures où l'érosion chimique creuse aisément des cavités et donne aux escarpements de cet horizon des formes de ruines.

2. A ces strates de roches calcaires et dures s'opposent des *bancs de roches tendres, friables* que le ruissellement, le gel, la dissolution par les eaux d'infiltration et l'érosion normale des cours d'eau attaquent aisément.

En premier lieu, c'est le *Cénomanién* presque tout entier constitué par de faibles épaisseurs de terrains détritiques, de calcaire gréseux, de marnes et d'argiles où s'intercalent des lignites; les rares bancs de roches dures ne forment que des îlots que les eaux courantes emportent avec facilité quand elles ont détruit les matériaux encaissants.

Au-dessus du Cénomanién, le *Ligérien*, qui n'a pas plus de 10 mètres d'épaisseur, se présente sous l'aspect d'un calcaire blanc, assez dur, mais gélif et schistoïde; à la base il est même assez fortement marneux et se délite sous l'influence du gel ou des infiltrations.

L'*Angoumien inférieur* et l'*Angoumien supérieur*, quoique peu différents par l'aspect de l'Angoumien moyen, résistent moins vigoureusement aux attaques de l'érosion; le premier est constitué par un calcaire sublithographique gris, bleu, riche en argile; le second est un calcaire tendre, blanc, gélif que les eaux déblaient aisément au-dessus des plaques constituées par la pierre d'Angoulême.

Comme pour l'Angoumien, le *Provencien inférieur* et le *Provencien supérieur* sont constitués par des terrains tendres, soit de calcaire marneux et grisâtre, soit de calcaire sublithographique, grenu et grisâtre qui devient, vers le Sud-Est, marneux et verdâtre; ces deux horizons s'inscrivent donc dans les pentes des collines soit par des déclivités assez douces, soit par des excavations sous l'encorbellement des bancs plus durs du Provencien moyen.

Le *Coniacien inférieur*, partout peu épais — une dizaine de mètres au plus — se présente dans le Ribéracois sous la forme d'un calcaire grenu, tendre, passant vers Périgueux, à des formations de marnes gréseuses; dans le Sarladais, il correspond à une couche d'argiles et de marnes imperméables créant, à flanc de coteau, des lignes de sources et des pentes douces couvertes de prairies et jalonnées de peupliers.

Tout le *Santonien* est profondément hétérogène; dans le Sarladais où il est le mieux représenté, il comprend à la base des calcaires arénacés qui se décomposent aisément en donnant des sables fins et blancs, au centre des marnes sableuses, presque mollassiques et au sommet des sables et des calcaires vigoureusement attaqués par l'érosion superficielle et mêlés aux dépôts sidérolithiques. Dans le Nord-Ouest de la région, il n'est pas sensiblement différent : ses calcaires schistoïdes ou marneux contien-

(a) Le Dordonnien correspond au Maestrichtien sur la carte au 1/80.000^e; son nom convient mieux que celui de Maestrichtien pour désigner un étage dont les horizons encadrent les rives de la Dordogne dans son cours moyen entre Siorac et Creysse,

nent de la glauconie, ou bien des éléments micacés avec des lits de silex noirs ou bruns; partout il se décompose en donnant des dépôts argilo-sableux, riches en concrétions de silice.

Le Campanien moyen et inférieur offre, à travers tout le Périgord, une très grande homogénéité; c'est partout une roche blanche, tendre, crayeuse en Ribéracois, plus marneuse dans la région de Vergt et coupée régulièrement par des strates garnies de rognon de silex, plus résistantes au gel et au ruissellement; comme cet étage atteint une centaine de mètres d'épaisseur, il joue dans le paysage un rôle capital partout où il affleure. A son sommet, un horizon de grès calcaire rose très dur peut créer des escarpements et des reliefs dissymétriques.

Enfin *le Maestrichtien inférieur et supérieur* se présente sous des formes assez peu résistantes; à la base ce sont de minces bancs calcaires séparés par des strates de sable glauconieux qui en altèrent la solidité; au sommet apparaissent des calcaires jaunâtres en plaquettes, subordonnés assez fréquemment à des marnes très tendres...

Bref, dans l'ensemble, le matériel crétacé en Périgord est très hétérogène; les bancs de roche dure alternent avec les bancs de roche tendre qui affaiblissent l'édifice. Même les calcaires les plus compacts passent latéralement à des grès ou des dolomies qui se laissent aisément carier par les forces érosives. Aussi le relief du Périgord crétacé est-il très différent de celui du Causse; les phénomènes de karstification, en particulier, s'ils n'en sont pas absents, y offrent des aspects nouveaux, des dimensions plus réduites. Le paysage topographique est très original, avec de petites collines couvertes de dépôts tertiaires, parées de bois qui font rapidement discerner, au regard le moins averti, le Périgord Central au milieu des régions qui l'entourent (photo II).

c) *Les déformations tectoniques.*

Comme on l'a vu dans la première partie de cet ouvrage, ce sont les phénomènes tectoniques qui expliquent la répartition des terrains sédimentaires à travers le Périgord; par là même, se trouvent répartis à travers la région les divers aspects morphologiques déterminés par les roches si variées du Crétacé moyen et supérieur.

D'une manière générale, l'ensemble des strates calcaires ou marneuses, du Cénomanien au Dordonien, s'incline du Nord-Est au Sud-Ouest et plus faiblement du Sud-Est au Nord-Ouest : cette légère pente est suffisante pour justifier, s'il y a suffisamment de différence dans la résistance des roches à l'érosion, la formation de lignes de côtes face au Limousin et au Quercy (carte X).

Mais la pente vers le Sud-Ouest et le Nord-Ouest n'est pas uniforme; elle est fréquemment interrompue par des dénivellations qui font surgir çà et là des dômes séparés par de vastes zones de subsidence; les uns et les autres s'ordonnent selon certaines directions que l'on a pu déjà préciser; d'une part, les plus importants bombements qui font reparaitre le Jurassique au milieu du Crétacé, à Mareuil, à Chapdeuil, à Saint-Cyprien et à Sauveterre-la-Lémance, s'alignent du Sud-Est au Nord-Est, le long de

grands anticlinaux à faible rayon de courbure, de direction sud-armoricaine. Mais les axes de ces anticlinaux ne sont pas horizontaux; ils présentent çà et là des ensellements qui s'agencent, eux aussi, selon une direction bien déterminée, du Sud-Ouest au Nord-Est, c'est la direction varisque. Dômes et cuvettes proviennent ainsi de l'interférence de deux séries d'accidents tectoniques orthogonaux (voir carte VII, p. 113).

Leur influence sur la structure et le relief structural se traduit par la formation de plusieurs « pays de Bray » avec des auréoles de côtes, de corniches calcaires autour du dôme jurassique. Ainsi, on peut introduire, à travers le dédale des collines périgourdines, quelques lignes directrices qui mettent de l'ordre et de la clarté là où paraissent régner le désordre et la confusion. De même, la traversée, par les grandes vallées, de ces ondulations, qui tour à tour font apparaître ou disparaître tel ou tel horizon d'un étage, crée, le long des cours d'eau, des versants au profil varié; ce sont tantôt des escarpements, tantôt des pentes régulières et douces. Le profil longitudinal des vallées et leurs sections rectilignes ou sinueuses dépendent aussi de la répartition des roches et par conséquent de la tectonique. Tout s'ordonne ainsi autour de quelques grandes lignes, comme on le verra plus loin, en conclusion de ce chapitre.

En tout cas ces diverses influences issues, à la fois de la tectonique et de la structure du système crétacé, posent en Périgord trois séries de problèmes morphologiques :

1. Ce sont d'abord ceux des reliefs dissymétriques, côtes et « pays de Bray » qui jalonnent de leurs abrupts les collines de la région;

2. Puis viennent ceux du karst périgourdin très différent du karst quercynois; c'est la structure même de ce karst qui permet en dernière analyse de résoudre la question des dépôts tertiaires si abondants dans le Périgord crétacé, alors qu'ils sont si rares sur le Jurassique;

3. Enfin le dessin des vallées, les détails des profils transversaux et l'orientation des coupures secondaires, ne peuvent être expliqués que par une étude serrée du relief structural.

Mais pour éviter toute fausse interprétation, il faut tenir compte sans cesse de la faible épaisseur des strates, de la médiocre différence de structure entre les divers horizons où dominent les éléments calcaires, et de l'opposition entre les roches tendres et les roches dures qui n'atteint pas une aussi grande vigueur qu'entre le Lias et le Jurassique aux confins orientaux des Causses du Quercy. Il faut, en dernier lieu, prêter attention aux variations latérales de faciès si l'on ne veut pas être surpris par la disparition d'un paysage morphologique nettement déterminé en un point de la région, mais inconnu ailleurs par suite d'une modification de la nature des roches.

2° LES RELIEFS DISSYMMÉTRIQUES DU PÉRIGORD.

Les reliefs dissymétriques ou monoclinaux du Périgord crétacé, constitués par des bancs de roche dure, légèrement inclinés vers le Sud-Ouest et redressés en corniches ou en escarpements vers le Nord-Est, se divisent en deux groupes : d'une part les côtes (cuestas) avec leur cortège de festons, de percées conséquentes et de buttes-témoins; et, d'autre part, les

« pays de Bray » où les mêmes côtes forment les auréoles plus ou moins continues autour d'un dôme, comme les gradins d'un amphithéâtre autour de la scène (carte X, p. 395).

a) *Les côtes et les buttes-témoins de l'Est et du Sud.*

Les côtes du Périgord crétacé font face au Limousin et au Quercy et se déroulent de la région de Sorges au Nord jusqu'aux rives du Lot vers le Sud, sans que l'on puisse noter de longues solutions de continuité. On n'a cependant pas encore attiré l'attention sur elles, car elles n'ont pas une très grande ampleur; elles ne dépassent guère 30 à 40 mètres de dénivellation parce qu'elles ne sont pas bordées par une dépression subséquente bien dessinée. Au lieu de reposer sur d'épaisses couches tendres de marnes ou d'argiles, les calcaires du Provencien, de l'Angoumien ou du Coniacien, qui constituent les côtes orientales du Périgord, ne s'appuient que sur de minces strates de roche friable et, presque aussitôt, on passe aux plates-formes du Jurassique.

Néanmoins, il y a là des accidents du relief qui jouent un rôle notable dans le paysage, dans la vie des hommes et qui posent un certain nombre de problèmes morphologiques intéressants à résoudre. Pour en rendre la solution plus simple, il est commode de diviser la série des côtes et des buttes-témoins, de Sorges à Puy-l'Evêque, en plusieurs sections (carte X).

1. *Près du Limousin*, de Connezac à Sorges, la plupart des reliefs dissymétriques disparaissent sous d'abondants dépôts de sables et de graviers oligocènes et pliocènes. Tout au plus peut-on distinguer dans les vallons de Puyloubard, au Nord-Ouest des Graulges, de Beaussac et de Connezac, l'amorce des escarpements d'une côte d'Angoumien qui s'enfouit sous les bois de Picheney et que recouvrent les débris de quartz et de serpentine descendus du Nontronnais sur les terrains jurassiques et crétacés. De même, au Sud de la Nizonne supérieure, de Champeau aux Graulges, le Coniacien dresse une série de buttes qui constituent les éléments d'une côte et donnent à la vallée subséquente, qui en longe le pied, une très nette allure monoclinale. Enfin, au Sud de Puyrénier, de Saint-Sulpice-de-Mareuil et de Champeau, on relève, sous les bois de la Neuillie et de la Chapelle-Pommier, une forte dissymétrie dans la croupe qui sépare la Belle de la Nizonne; la pente septentrionale étant plus vive que la pente méridionale. Il faut attribuer cette troisième côte crétacée à la partie supérieure du Campanien qui se relève ici vers le Nord-Est. Mais, là encore, les dépôts tertiaires effacent en partie le paysage morphologique primitif [3].

On peut donc se demander si ces reliefs de côte partiellement ensevelis ne sont pas antérieurs à la mise en place des sables du Périgord et des graviers pliocènes. Une étude directe sur le terrain montre que l'on est en présence de reliefs d'âges variés. Si le front de la côte, dessiné par le Coniacien, ne dépasse pas 160 à 180 mètres d'altitude, et se trouve ainsi tout entier compris au-dessous des terrasses pliocènes ou quaternaires les plus anciennes, le front de la côte du Campanien atteint 210 à 220 mètres, et affleure au niveau de la surface d'érosion préstampienne. Il a

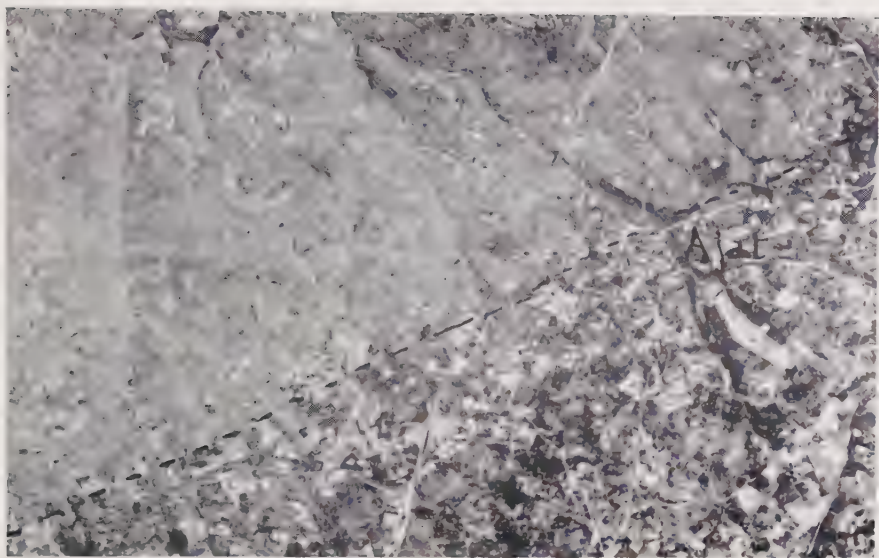


Photo XXIII.

LA CÔTE FAILLÉE D'AJAT-THENON.

Cette côte sépare le Crétacé au Sud du Jurassique au Nord. C'est une ligne d'escarpement de faille avec inversion du relief.



Photo XXIV.

LA CÔTE DE CALCAIRE CAMPANIEN A CANTILLAC.

L'horizon supérieur du Campanien est assez dur pour déterminer cette côte qui est orientée ici, par son front, vers l'Est; au premier plan, large plaine subséquente plantée de noyers.



Photo XXV.
UN « DOWN »
DE
CALCAIRE CRAYEUX
DU CAMPANIE
DANS
LA VALLÉE DU VERN,
PRÈS DE GRIGNOLS.

Photo XXVI.
LES PLATEAUX
DE
CALCAIRE CONIACIEN
EN RIBÉRAIS
PRÈS DE
GOUTS-ROSSIGNOLS.

Aspect de cause; pays du blé et de la vigne, nivelé ici par la surface d'érosion mio-pliocène; rares vallées sèches, pas de doline, mais absence d'écoulement superficiel.



Photo XXVII.
UNE « COMBE »
DANS LES
CALCAIRES MAESTRICHIENS,
PRÈS DE MAUZAC.



Encadrée de calcaires durs et perméables, la « combe » atteint les marnes du Campanien, tendres et peu perméables, et elle se termine brusquement vers l'amont par une esquisse de « bout du monde » dans les calcaires du Maestrichtien inférieur.

donc commencé à se dégager au Stampien et au début du Miocène. Les dépôts de sables pliocènes l'ont fossilisé. Mais depuis le début du façonnement des vallées quaternaires, le ruissellement tend à le nettoyer des débris qui l'ont couvert. Quant aux côtes dessinées par les strates dures du Provencien et de l'Angoumien, elles sont plus récentes que la côte du Campanien, mais plus anciennes que celle du Coniacien. Leur altitude de 180 à 200 mètres permet, en effet, d'attribuer ici le début de leur formation à la reprise d'érosion qui démantela le niveau mio-pliocène.

De la Chapelle-Montmoreau et de Saint-Pancrace à Sorges, faute de vallées subséquentes, les côtes crétacées sont mal dessinées, souvent invisibles. Par contre, les trois vallées de la Dronne, du Trincou et de la Cole ont creusé de belles percées conséquentes avec trois séries de festons étagés correspondant à l'Angoumien, au Provencien et au Coniacien. Cela se traduit par trois séries de corniches à flanc de vallée, en aval de Quinsac, à Chavalarias et à Champagnac-de-Bélair pour la Dronne, au château des Piles et à Saint-Pierre pour la Cole. Mais entre les vallées, sous les bois de la Chaboussie, de Puyfayard et de Lempzours, on perd la trace des escarpements. Ils n'ont qu'une dizaine de mètres de hauteur, et les sables du Périgord, très abondants dans cette région, suffisent, par glissement, à effacer toute trace de relief dissymétrique.

Malgré ces lacunes de la topographie monoclinale, au contact du Crétacé et du Jurassique, les trois percées conséquentes de la Dronne, du Trincou et de la Cole montrent que le réseau hydrographique actuel est adapté à la structure des terrains secondaires. S'il y a eu formation d'un relief différencié antérieurement aux dépôts des sables oligocènes et fossilisation de ce relief, puis reprise d'érosion et phénomène d'épigénie avant le Stampien, il n'en reste aucune trace. Les percées conséquentes actuelles ont commencé à se dessiner au plus tôt entre le Stampien et le Burdigalien, pendant la reprise d'érosion qui démantela la surface préstampienne et prépara le niveau mio-pliocène, et elles se sont accusées à la fin du Pliocène et au Quaternaire, selon les mêmes directions et dans les mêmes conditions structurales.

2. De *Négrondes à Sarliac*, les côtes crétacées, sous l'influence de phénomènes tectoniques déjà décrits dans la première partie de cet ouvrage (p. 97 et sq.), s'orientent du Nord au Sud. C'est l'Angoumien moyen qui domine ici, de ses calcaires lithographiques et cristallins, les calcaires plus tendres du Ligérien et du Cénomanien. De Sorges et de la Ribeyrie, on aperçoit vers l'Ouest, couronnée de bois, la côte qu'il détermine à 30 ou 40 mètres d'altitude relative. Il s'en détache même quelques buttes-témoins, comme celle du Clapier, au Sud-Ouest de Sorges. La plus importante de ces buttes se trouve située sur le promontoire d'Escoire, entre l'Isle et l'Auvézère. Mais ses escarpements sont tellement déformés par les mouvements tectoniques à proximité de la faille du Change qu'il est difficile d'en reconstituer les lignes essentielles.

En arrière de cette côte de l'Angoumien moyen, on découvre, à l'Est de Ligneux et au Nord des Piles, quelques fragments de la côte du Provencien. Enfin, entre le hameau des Piles et les villages d'Antonne et de

Trélissac, le Campanien profile des reliefs dissymétriques fortement disséqués.

Ici se pose, plus difficilement qu'au Nord-Ouest du Périgord, le problème de l'âge des côtes crétacées. Où se trouvent les cours d'eau subséquents qui ont fait reculer peu à peu vers l'Ouest les plaques calcaires de l'Angoumien, du Provencien, du Coniacien ou du Campanien? Le réseau actuel n'est pas adapté, comme la Dronne et la Cole, au relief que l'on a sous les yeux [3] : l'Isle aborde les côtes sous un angle assez aigu, et sa percée sub-conséquente est altérée par la faille du Change, qui déforme, détruit, renverse l'allure normale des escarpements. De plus, le revers des côtes est attaqué et démantelé par la Beaurnonne de Chancelade, qui coule de biais par rapport à la pente normale des couches sédimentaires. Il semble donc que l'évolution morphologique de la région s'est effectuée en trois temps :

1° L'érosion différentielle, antérieurement au dépôt des graviers pliocènes, a créé des côtes et des buttes-témoins, à l'aide d'une série de cours d'eau subséquents et conséquents adaptés à la structure; cette période se situerait après la formation de la surface d'érosion préstampienne et s'étendrait sur la fin de l'Oligocène et le début du Miocène.

2° Ces reliefs monoclinaux oligo-miocènes ont été ensuite fossilisés sous les masses de débris arrachés au Massif Central, et un réseau hydrographique nouveau s'est établi à la surface de ces dépôts durant la fin du Miocène et le début du Pliocène.

3° Le creusement des vallées pliocènes et quaternaires a déterminé le déblaiement au moins partiel des côtes et des buttes-témoins fossilisées, mais les cours d'eau, qui ont procédé à ce travail, surimposés, ne sont plus adaptés au paysage morphologique actuel, d'où les tracés aberrants de l'Isle et de la Beaurnonne.

Ainsi, comme il n'existe pas de front de côte qui atteigne l'altitude de 250 à 260 mètres, où s'élève ici la surface d'érosion éocène, on ne peut pas attribuer à cette période du début du Tertiaire la sculpture des sommets les plus élevés des cuestas au Nord de Périgueux. Par contre, les profils dissymétriques des calcaires campaniens, entre Trélissac et les Pilles, appartiennent par leur sommet à la surface préstampienne; ils se sont sculptés, au moins dans leurs premières lignes, au cours de la période qui s'étend du Stampien à l'Helvétien. Les côtes d'Angoumien et de Provencien, à l'Ouest de Sorges, appartiennent par leur sommet au niveau d'érosion mio-pliocène. C'est donc depuis la fin du Pliocène que ces accidents topographiques ont pris toute leur valeur, tandis que les débris de la cuesta du calcaire campanien se trouvaient réduits à des buttes monoclinales portées comme sur un piédestal par le revers des nouvelles côtes (carte X).

Quand l'érosion quaternaire a démantelé profondément les surfaces que recouvraient les sables du Périgord et les graviers pliocènes, la structure a joué à plein, et des reliefs de côte se sont dessinés sous l'influence de cours d'eau qui n'étaient pas nécessairement disposés selon l'inclinaison des couches géologiques. Celles-ci, sous l'influence des mouvements tectoniques, avaient un pendage vers l'Ouest, tandis que les

rivières surimposées conservaient dans ces couches l'orientation que leur avait imprimée la pente générale N.E.-S.O. des pénéplaines tertiaires. Peut-être est-ce au moment où commençait à se dessiner la côte de l'Angoumien que l'Isle, gênée par cet obstacle, a abandonné le lit de la Beauronne, pour se glisser dans celui de la Loue et contourner ainsi l'obstacle par le Sud.

Il n'y a donc pas eu nécessairement de cours d'eau franchement conséquent, ni nettement subséquent au pied des côtes de Sorges, depuis la fin du Pliocène. Toutefois, l'Isle et l'Auvézère, groupées, abordent bien l'ensemble des côtes crétacées, entre le Change et Trélissac, sous un angle voisin de 90° , et il existe au Nord de Sarliac une vallée

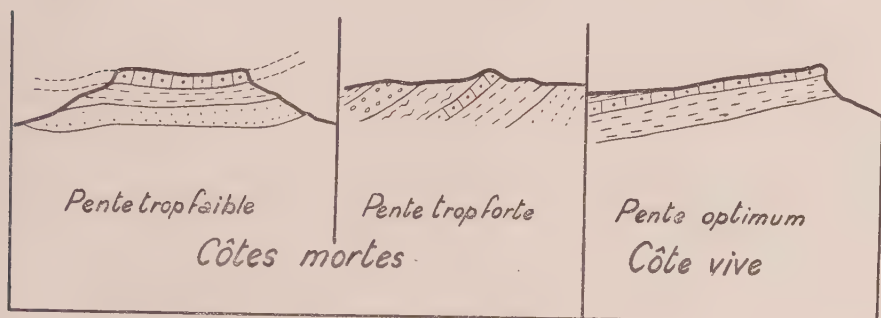


Fig. 54. — PENTE OPTIMUM D'UNE CÔTE.

sèche qui s'étend jusqu'à Sorges et qui a une situation subséquente très nette [3]. Il suffit d'imaginer un climat plus humide que le climat actuel et un niveau de base local un peu plus élevé que le niveau actuel pour ramener dans cette vallée sèche un cours d'eau subséquent et rétablir ainsi un réseau hydrographique conforme au schéma indiqué par Davis. Mais ce qui importe surtout dans la formation d'une côte, et ce qui n'est pas toujours souligné d'une manière assez nette, c'est l'œuvre passée ou présente des cours d'eau obséquents (fig. 55). Il existe, en effet, branchés sur les vallées subséquentes, plus ou moins perpendiculaires au front des côtes, une multitude de ravins obséquents, aujourd'hui à sec, mais jadis, sous des pluies plus abondantes, parcourus par d'énormes masses d'eau. Ils étaient alors le siège d'une intense érosion et ils ont joué un très grand rôle dans la formation et le recul de la côte. Dans les matériaux tendres qui supportaient les carapaces calcaires, ruissellement et érosion des ruisseaux nettoyaient les pentes, désagrégeaient les roches marneuses, déblayaient ou soutiraient les éléments déjà atteints par la dissolution ou le gel. Au-dessus, les strates dures résistaient mieux à cette œuvre destructrice, mais, privées de leur socle, elles s'écroulaient en blocs, selon les plans des diaclases, et ainsi s'entretenait l'abrupt de la côte, qui reculait vers l'Ouest. Mais pour rendre aux vallons obséquents actuels toute leur importance dans le façonnement des reliefs dissymétriques, il est

indispensable d'envisager des conditions climatiques très différentes de celles d'aujourd'hui.

En résumé, le relief des côtes crétacées, entre Sorges et Sarliac, s'est effectué en plusieurs temps. Le réseau hydrographique actuel s'est créé sur des surfaces d'érosion remblayées où ne se faisaient pas sentir les influences structurales. Puis, il y a eu façonnement des vallées, et la structure a repris ses droits avec formation de reliefs dissymétriques. Qu'il n'y ait pas accord absolu entre le réseau hydrographique et le relief structural, n'a rien d'étonnant, puisqu'il y a eu surimposition par remblaiement. Il n'est même pas nécessaire de rétablir cet accord par la pensée à un stade antérieur pour expliquer la formation des reliefs dissymétriques. Il suffit de considérer l'œuvre érosive des ravins obséquents pour comprendre comment une côte peut se dessiner et reculer sans qu'il y ait, au pied d'elle, une importante rivière subséquente.

Ces explications morphologiques, valables pour la région de Sorges-

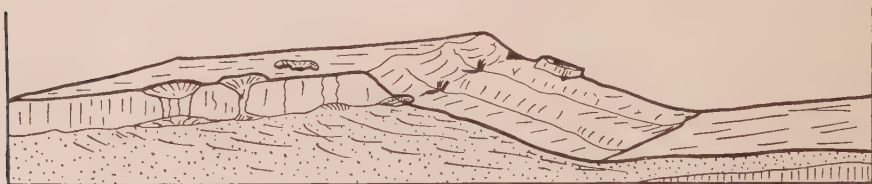


Fig. 55. — FORMATION D'UNE CÔTE PAR ÉROSION RÉGRESSIVE.

Sarliac, peuvent être étendues aux autres régions du Périgord où les horizons calcaires du Coniacien, du Provençien et de l'Angoumien dressent vers l'Est leurs reliefs monoclinaux. Mais cependant, chaque section mérite d'être étudiée en détail, car de nouveaux problèmes peuvent être ainsi abordés pour compléter les notions déjà acquises sur la formation du relief structural périgourdin.

3. Ainsi, *du Change à la Bachellerie* un nouveau relief dissymétrique apparaît au Sud-Ouest du Causse périgourdin (fig. 56). La crête ou le dos de terrain qui s'étend de Blis-et-Born, près du Change, aux Farges, près de Thenon et de Limeyrat, culmine vers 250 à 280 mètres et tombe rapidement sur l'avant-pays jurassique de Bauzens-Lastour, situé à 60 mètres plus bas (photo XXIII). A 190 mètres d'altitude, le village d'Ajat est entouré de trois côtés par des collines qui atteignent 250 à 270 mètres. Par contre, la pente générale vers le Sud et le Sud-Ouest, quoique démantelée par les vallées du Manoir et de la Vaure, offre au regard des lignes doucement inclinées qui passent de 260-280 mètres vers Thenon à 250-240 mètres seulement autour de la Forêt Barade. Il y a d'ailleurs, sur cette pente si faible, interférence de surfaces d'érosion et de plate-formes structurales, de sorte qu'il est difficile d'y opérer des distinctions. Néanmoins, il est permis de voir un front de côte dans les pentes qui font face au Nord, de Blis-et-Born à la Bachellerie, et un revers de côte dans le plateau découpé en lanières au Sud de Thenon et de Limeyrat,

car les couches géologiques, constituées par les strates du Crétacé supérieur (Sénonien et Campanien), se relèvent lentement vers le Nord-Est et s'inclinent vers le Sud-Ouest.

Mais de nombreux faits viennent compliquer cette vue trop simple de la réalité [6] : en premier lieu, ce n'est pas toujours, comme entre Sorges et Sarliac, le même horizon géologique qui constitue le front de la côte; en gros, on peut dire que c'est du calcaire campanien à l'Ouest et du calcaire coniacien à l'Est; en outre, les strates, inclinées vers le Sud-Ouest, perpendiculairement au front de la côte, s'inclinent également vers le Nord-Ouest dans un sens parallèle à la bordure de la cuesta, ce qui est conforme aux grandes lignes de la tectonique périgourdine, qui a fait fléchir les strates sédimentaires de l'ère secondaire aussi bien vers le Nord-Ouest que vers le Sud-Ouest.

En second lieu, cette zone de relief dissymétrique coïncide avec la faille de Thenon-Le Change : au pied même de la côte, le Jurassique, constitué surtout par du Bajocien, se ploie et passe par une flexure faillée sous les terrains crétacés. Du point de vue tectonique, c'est le bloc situé au Nord-Est d'Ajat qui devrait être le plus élevé, et le bloc situé au Sud-Ouest qui devrait être le plus bas. Or, c'est le contraire qui se produit. On se trouve donc en présence d'un relief anormal, d'une faille inversée. Le bloc jurassique, sous l'influence de l'érosion différentielle, forme aujourd'hui les plateaux peu élevés de Bauzens et de Lastour, tandis que les horizons les plus résistants du Crétacé constituent les collines les plus élevées de la région.

Et cependant, cette inversion du relief conserve des allures de côte, car les couches géologiques, qui constituent la lèvre Sud-Ouest de la faille, sont inclinées normalement vers le Sud-Ouest, et, en se relevant vers le Nord-Est, elles présentent les tranches de leurs bancs les plus durs à l'érosion différentielle. On peut, en conséquence, voir dans les hauteurs qui dominent le Causse périgourdin un exemple de relief dissymétrique créé le long d'une faille; il s'agit en quelque sorte d'une « côte faillée », créée par une topographie inversée.

Ici, comme entre Sorges et Sarliac, on peut se demander si le réseau hydrographique actuel a pu réaliser, au cours de son évolution, cette profonde modification du relief. A première vue, il ne semble pas qu'il y ait un accord parfait entre les cours d'eau et le relief structural. Le revers de la côte faillée est vigoureusement entaillé par les vallées divergentes du Manoir qui s'écoule vers l'Ouest, avec ses deux branches de Saint-Antoine-d'Auberoche et de Fossemagne, et la Vauze qui descend vers le Sud-Est, en direction de la Vézère. Ni l'un, ni l'autre de ces deux ruisseaux n'a l'allure d'un cours d'eau conséquent privé par capture de son cours supérieur au Nord-Est de la côte. De même, à l'exception du Ser, qui coule au Nord de Thenon et des Farges, on ne trouve pas, en bordure des terrains crétacés, de rivière subséquente. Encore le Ser est-il assez éloigné de la côte coniacienne des Farges et coule-t-il au pied d'un relief complexe où l'on retrouve, vers la Bachellerie, au moins deux séries d'escarpements dissymétriques, dans l'Hettangien d'abord, puis dans le Bajocien, avant d'atteindre la côte crétacée. De sorte que sur le front,

comme sur le revers de ces reliefs dissymétriques, l'hypothèse de la surimposition permet seule d'expliquer le défaut d'harmonie entre structure et réseau hydrographique.

Il y a eu d'abord nivellement de la faille sous l'influence des coups de rabot déclenchés par les cycles d'érosion, en particulier par le cycle d'érosion éocène dont les traces subsistent ici vers 270-280 mètres d'altitude. Puis, à partir de ce stade, on peut admettre deux explications, selon que l'on accepte ou que l'on nie l'action du réseau hydrographique actuel sur les reliefs monoclinaux d'Ajat et de Thenon. Si l'on n'admet pas que les cours d'eau de nos jours, mal adaptés au dessin de la côte, aient pu créer les grandes lignes du relief, il faut imaginer un réseau hydrographique antérieur, avec cours d'eau conséquents et subséquents qui auraient mis en valeur les différences de résistance à l'érosion dans les diverses couches géologiques de la région. Puis, ce relief, ainsi sculpté, aurait été enfoui sous d'épaisses masses de matériaux descendus du Limousin; une surface de remblaiement se serait constituée et un réseau hydrographique conforme aux nouvelles pentes du terrain s'y serait installé, ancêtre du réseau hydrographique actuel.

Par la suite, un abaissement du niveau de base ou un soulèvement épéirogénique survenant, les cours d'eau auraient creusé de nouvelles vallées, déblayant de sa couverture meuble le relief fossilisé, nettoyant le Causse, plus fissuré que les calcaires crétacés, qui sont toujours encombrés de débris de décalcification. Ainsi, le relief actuel serait un relief exhumé.

Cette théorie correspond en gros à la plupart des faits. Mais l'on peut faire, semble-t-il, l'économie d'un remblaiement considérable entre le niveau d'érosion mio-pliocène et les niveaux d'érosion préstampien et éocène. En effet, les dépôts, qui subsistent encore sur les collines de Thenon et de Limeyrat, appartiennent pour la plupart aux formations sidérolithiques contemporaines de la surface d'érosion éocène qui a nivelé la faille. Comment n'ont-elles pas été enlevées par l'érosion différentielle du premier réseau hydrographique qui aurait façonné la côte? Ou bien, pourquoi ne sont-elles pas recouvertes ou mêlées à des dépôts de remblaiement issus du Massif Central? Or, en ce point du Périgord, les sables oligocènes, d'origine alluviale, ne recouvrent pas partout les sables sidérolithiques, d'origine éluviale; on peut donc affirmer que ceux-ci n'ont pas été fossilisés par ceux-là. Entre la formation des uns et le dépôt des autres, il n'y a pas lieu d'intercaler une période de profonde érosion suivie de remblaiement; la succession continue des cycles d'érosion éocène et oligocène suffit amplement à l'explication des faits.

En outre, on ne voit pas pourquoi, même s'il n'a pas une disposition classique, le réseau hydrographique actuel n'aurait pas pu sculpter le relief dissymétrique qui domine au Sud-Ouest le Causse périgourdin. Du Ser, du Blême et de l'Auvézère, partent une foule de vallons obséquents qui montent à l'assaut de la côte de Limeyrat et de Thenon et l'ont obligée à reculer, après avoir déblayé le Jurassique de sa couverture crétacée. Sans doute aujourd'hui sont-ils réduits à l'impuissance. Mais, sous un climat plus humide, les vallons qui convergent vers Ajat devaient rouler

d'abondantes crues; chacun d'eux attaquait de la tête, vers Chaumont et le Breuil [6], les strates tendres du Santonien supérieur et du Campanien inférieur, et, par dissolution chimique, par soutirage, par ruissellement et érosion linéaire, le socle de la côte était détruit et des blocs se détachaient de l'escarpement, qui reculait vers le Sud-Ouest. Ainsi, les vallons obséquents, qui se succèdent le long de la côte de Blis-et-Born aux Farges, ont pu mettre en valeur l'inégale dureté des roches, même si les vallées principales, vers lesquelles ils convergent, n'ont pas un tracé nettement subséquent. Cette œuvre de destruction ou de création de reliefs monoclinaux a débuté après la reprise d'érosion qui a marqué le début du démantèlement du niveau éocène, et elle s'est poursuivie d'étape en étape jusqu'à l'ère quaternaire; les sommets les plus élevés de la côte d'Ajat-Thenon atteignent en effet 260 à 280 mètres d'altitude, au niveau même où se trouve située en ce point la surface d'érosion éocène.

Il convient toutefois d'ajouter que, depuis longtemps, la côte faillée d'Ajat et de Thenon a cessé d'évoluer. Sculptée depuis la fin de l'Eocène,

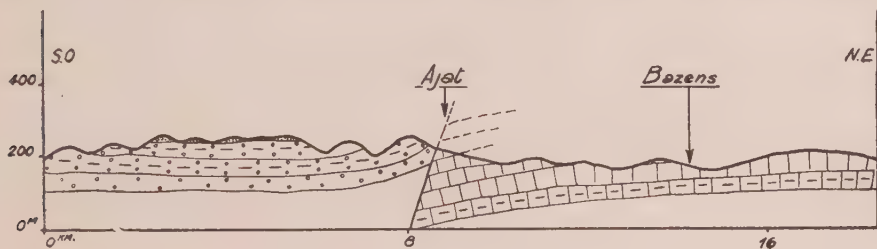


Fig. 56. — CÔTE FAILLÉE D'AJAT.

elle est plus ancienne par ses sommets les plus élevés que les reliefs monoclinaux de Sorges et de Connezac. Mais par ses pentes moyennes et inférieures elle est leur contemporaine. Comme eux, elle donne maintenant l'impression d'un paysage morphologique en sommeil; les vallons sont devenus secs, le ruissellement est réduit sur des calcaires très perméables. Ça et là apparaissent quelques cloups sur le sommet des collines; les escarpements, qui n'ont jamais été bien vigoureux, s'oblitérent rapidement sous l'influence des glissements de terrain et de la végétation. La côte faillée d'Ajat-Thenon est actuellement une côte morte. Pour la ressusciter, une profonde modification du climat, un retour à de fortes pluviosités seraient indispensables.

4. De la Vézère à la Dordogne et jusqu'au Nord de Gourdon, les terrains crétacés dressent, face aux Causses du Quercy, trois séries de reliefs dissymétriques constitués par l'Angoumien, le Provencien et le Coniacien. Les deux premières formations, peu épaisses, subordonnées au Coniacien, changeant latéralement de faciès, ne jouent qu'un rôle secondaire. Sans doute, pourrait-on signaler des lignes continues d'escarpements découpés dans le Provencien vers la Renaudie, sur les bords de la Chironde, ou bien au pied de Paulin et de Salignac. Au Sud de la

Dordogne, quand on remonte de Lamothe-Fénelon à Masclat, on franchit un abrupt déterminé par l'Angoumien moyen, et les buttes-témoins de Pech Gros et de Rignac, de part et d'autre de la Dordogne, reposent sur un double socle de roches dures (fig. 57) : une base d'Angoumien et un sommet de Coniacien (carte XI). Mais, comme, malgré leur rôle dans la topographie, Angoumien et Provencien n'atteignent pas l'ampleur du Coniacien et qu'ils n'en sont, tout le long des côtes, qu'un pâle reflet, il est inutile de décrire successivement ces deux séries de reliefs monoclinaux; il suffit d'analyser l'allure de la côte coniacienne pour aborder tous les problèmes de morphologie structurale que pose la bordure orientale du Périgord créacé en face des Causses du Quercy (carte X).

Ici, le Coniacien supérieur joue dans le paysage un rôle d'autant plus considérable qu'il repose sur les marnes et argiles du Coniacien inférieur. En effet, ce niveau de terrains tendres, en créant des replats et des lignes de sources, s'oppose avec vigueur aux masses, épaisses parfois de 40 mètres, des grès jaunes ou rougeâtres du Coniacien supérieur. Les escarpements de cet horizon géologique sont peut-être moins réguliers que ceux du Provencien, mais la dolomie que contient la roche leur donne parfois des aspects ruiniformes imposants. Les sites de Salignac, de Paulin et de Carlux leur doivent leur allure altière et pittoresque au-dessus des ravins qui les entourent partiellement.

Sous l'influence des accidents tectoniques (voir p. 99), la côte coniacienne, dans cette partie du Périgord, suit en gros deux directions : des Farges à Jayac, elle est orientée du Nord-Ouest au Sud-Est, et de Jayac à Gourdon elle se dirige presque continuellement du Nord au Sud.

Des Farges à Jayac.

La première partie de cette section est caractérisée par deux percées de cours d'eau : la percée conséquente de la Vézère et la percée obséquente de la Chironde. On a vu déjà comment pouvait s'expliquer cette anomalie de deux cours d'eau voisins, l'un affluent de l'autre et coulant cependant en sens inverse (p. 339). Il reste à en déterminer ici l'influence sur le dessin de la côte coniacienne.

La percée conséquente de la Vézère est d'une grande vigueur. Attaquant la côte de face et avec l'aide de nombreux affluents subséquents et obséquents, en particulier avec la Vauze, qui descend de Thenon, elle a disséqué les calcaires gréseux, les festonnant et les réduisant à l'état de buttes-témoins au Cheylard, au Nord d'Aubas, et à Laudigérie, vers le Nord-Ouest. Les déformations tectoniques ont favorisé l'action destructrice du cours d'eau en ployant les strates coniaciennes et en les abaissant, puis en les relevant rapidement d'Aubas à Montignac. Comme on l'a constaté déjà dans le horst liasique de Terrasson et dans les buttes-témoins du Lias dans le Bassin de Brive, une inclinaison déterminée d'un banc calcaire favorise l'attaque par l'érosion, aide à la formation de côtes et de buttes-témoins et facilite enfin leur destruction. C'est ce que confirme l'examen de la percée conséquente de la Vézère à Aubas, où le Coniacien a une pente de 6 pour 100 vers le Sud-Ouest.

La percée obséquente de la Chironde, au pied du hameau de Lassagne, offre un tout autre aspect. Au lieu de dessiner un vaste entonnoir dont la pointe s'oriente vers l'aval, les escarpements coniaciens constituent ici une sorte de muraille à peine festonnée et que coupe, comme par une brèche, la vallée descendue de Saint-Geniès. Sur la rive droite, un affluent plus vigoureux, par une forte poussée obséquente, est parvenu presque à dédoubler la côte au Sud de Lacassagne, dans le ravin de Valeille; mais cet accident n'altère pas sensiblement le tracé quasi rectiligne de la côte [7]. Cette différence entre la percée de la Chironde et celle de la Vézère provient d'abord du premier cours d'eau, dont la puissance est bien inférieure à celle de la Vézère, puis de l'orientation même de l'effort exercé par la Chironde contre les bancs calcaires : au lieu de les attaquer de face, c'est par le revers de la côte qu'elle a effectué le démantèlement du bloc coniacien. Enfin, et surtout, les phénomènes tectoniques donnent à cette partie du Périgord créacé un style semblable à celui que l'on a déjà remarqué vers Thenon et Ajat; la côte se double d'une faille, celle de Lacassagne, qui prend naissance au Nord de Saint-Amand-de-Coly, pour aller se perdre dans le Causse, à l'Est de Paulin. De sorte que la dénivellation que l'on découvre au Nord de Saint-Amand et de Lacassagne, au pied du Coniacien et de l'Angoumien, est due tout d'abord à une inversion du relief, le bloc créacé du Sud-Ouest étant le bloc affaissé. Mais c'est également un relief monoclinal, à cause du pendage des strates créacées qui se relèvent vers le Nord-Est. La tectonique a ainsi donné à la côte une allure rectiligne qu'elle n'aurait sans doute pas s'il n'y avait une faille au contact du Jurassique et du Crétacé.

De Jayac à la Dordogne et à Gourdon.

De Jayac à la Dordogne, la côte coniacienne est plus festonnée qu'au Nord-Ouest de Lacassagne (photo XXII). De nombreux vallons obséquents, orientés vers la Borréze, l'attaquent au Sud de Paulin et en détachent des promontoires réduits presque à l'état de buttes-témoins. Une vigoureuse dénivellation de 150 mètres et la présence de plusieurs bancs argileux et marneux sous le Coniacien et dans le Virgulien qui affleure au fond des vallées, expliquent la puissante attaque de l'érosion normale et le démantèlement, par enlèvement du socle plus tendre, de la plaque de calcaire coniacien. Toutefois, il ne faut pas comparer cette côte créacée à celles de l'Est du Bassin Parisien. Au lieu de s'élever au-dessus d'une surface plate, inclinée de l'Est vers l'Ouest, elle repose sur de hautes croupes, car l'érosion, poursuivant son œuvre, a découpé en collines le socle qui la supporte. On se trouve ainsi en présence d'une *côte suspendue* dont on retrouvera d'autres exemples en Périgord.

En outre, le Néa et ses affluents créent, entre Salignac et Sainte-Nathalène, des formes assez curieuses de relief dissymétrique. Les cours d'eau coulent d'abord parallèlement à la côte coniacienne, puis la recourent, et leur œuvre d'érosion se divise en deux parties :

1. Dans les vallées supérieures, la situation obséquente du Néa et des ruisseaux qui en dépendent détermine une érosion par recul des fonds

de vallons, aux dépens des marnes coniaciennes, selon le processus signalé plus haut, sans qu'il soit nécessaire d'admettre une fossilisation de la côte et une surimposition du réseau hydrographique actuel par rapport au relief monoclinale. Les ravins de Saint-Crépin, de Carlucet, des Granges et du Laudre ont remonté naturellement vers le Nord, entamant la plaque coniacienne en sapant la base sur laquelle elle repose. Des cours d'eau réséquents, partis des vallons obséquents, ont même détaché une butte-témoin, à l'Est de la Bouyétie.

2. Par contre, après avoir groupé ses affluents orientaux en deux branches, le Néa opère, aux dépens de la côte coniacienne, une double percée conséquente au Nord de Sainte-Nathalène. Les vallées, élargies vers l'amont, se resserrent vers l'aval en forme d'entonnoir avant de converger vers le moulin de Raffy, au pied du village. On s'aperçoit ici qu'il n'est pas besoin de cours d'eau subséquent greffé sur un cours d'eau conséquent pour créer une butte-témoin. Il a suffi d'une convergence de deux rivières conséquentes, comme celles qui confluent au moulin de Raffy, pour détacher de la côte coniacienne les hauteurs de Touron, d'Esteil et de Clissac. L'absence d'une dépression subséquente bien dessinée s'explique d'ailleurs par la nature lithologique des roches, qui sont sous-jacentes au Coniacien : Angoumien, Provencien et Virgulien offrent en effet à l'érosion une assez forte résistance, et sur les collines du Sarladais la côte coniacienne ne se signale que par des escarpements s'élevant au flanc des vallées de l'Ouest vers l'Est, selon l'inclinaison normale des strates.

Sur l'âge de cette côte, on peut se prononcer comme pour les côtes précédentes; les sommets du front, atteignant 280 et 300 mètres d'altitude autour de Salignac, appartiennent à la surface d'érosion éocène. Le relief a pu commencer à se dessiner entre le Ludien et le Stampien. Mais la limite orientale de la côte a dû reculer de l'Est vers l'Ouest, par attaque des cours d'eau obséquents. Et cette attaque s'est prolongée durant l'ère tertiaire et le début du Quaternaire. De sorte que la côte coniacienne actuelle, très ancienne par ses origines et son revers, est très récente par son front et ses contours.

La plus importante des percées conséquentes qui démantèlent la côte du Coniacien à l'Est du Périgord, est déterminée par la vallée de la Dordogne. En aval de Peyrillac (carte XI, p. 419), la vallée s'oriente vers le Sud-Ouest et pénètre dans le Crétacé entre deux énormes buttes-témoins assez complexes : celle de Rignac, au Nord, et celle de Pech Gros, au Sud. Puis elle coupe la côte elle-même, au droit de Saint-Julien-Lampon, et la vallée se resserre vers l'aval en formant un entonnoir jusqu'auprès d'Aillac. L'ensemble de cette topographie demeure confus, car dans les buttes-témoins, comme dans le front de la côte, les horizons les plus durs de l'Angoumien et du Provencien jouent un certain rôle. On aperçoit leurs escarpements grisâtres au flanc des collines de Carlux et de Rouffillac. Toutefois, c'est bien le Coniacien qui impose le ton au paysage morphologique; il couronne et protège les hauteurs de Rignac et de Pech Gros et il crée, à l'Ouest de Carlux et de Masclat, de beaux spécimens de reliefs monoclinaux. En particulier, on le voit dresser une côte démantelée à l'Ouest de Manobre, avec une altitude relative de 40 à 50 mètres :

Manobre est à 150 mètres et le pech de Rocamadel culmine à 220 mètres. Là, se trouve dessinée une large dépression subséquente, du hameau de Jean-Delbos, au Nord, aux alentours de Gourdon, au Sud. Elle n'est plus drainée par un unique cours d'eau, et les affluents conséquents du ruisseau de Payrignac la découpent en plusieurs plateaux. Mais elle fait partie d'un relief monoclinale classique, avec des pentes vives à l'Ouest, dans le Coniacien supérieur, et des pentes plus douces à l'Est, sur une plate-forme structurale qui se relève vers Masclat et Fajoles et dont le Provencien moyen constitue l'armature. Elle porte donc comme un socle, déjà partiellement disséqué en plateaux et collines, la cuesta des calcaires coniaciens.

En ce point également on peut émettre l'hypothèse d'un relief dissymétrique fossilisé, puis remis à jour par un réseau hydrographique non adapté. La Fénolle, qui coule à l'Est de Masclat, a pu être, à l'origine,



Fig. 57. — LE PECH « GROS ».

le cours d'eau subséquent créateur de la dépression monoclinale de Manobre; mais sa situation actuelle suppose un déplacement vers l'Est effectué à la surface de dépôts tertiaires recouvrant un relief différencié sculpté à une époque antérieure à la mise en place de la couverture meuble. Toutefois, comme on n'a pas encore tous les éléments nécessaires à la solution de ce problème morphologique, on verra plus loin, dans l'analyse du relief karstique périgourdin, une autre hypothèse qui rend mieux compte de l'évolution des faits.

En résumé, de la Vézère à la Dordogne et jusqu'à Gourdon, la formation de la côte coniacienne, dans ses lignes actuelles, paraît assez récente; c'est surtout l'œuvre de l'érosion quaternaire. Mais les origines de ce relief datent au moins des reprises d'érosion qui démantelèrent les niveaux d'érosion tertiaires. Selon leur altitude plus ou moins élevée, les fronts et les revers de côte peuvent être attribués à la surface éocène ou aux niveaux préstampiens et mio-pliocènes. Sans doute le réseau hydrographique est-il assez mal adapté au relief : seules la Vézère et la Dordogne attaquent la côte de front et opèrent une percée conséquente. La Chironde, par suite de sa position anormale, dessine une curieuse percée obséquente. Mais, entre ces cours d'eau importants, les dépressions subséquentes demeurent très incomplètes; on ne trouve çà et là que quelques fragments de cours d'eau ayant sculpté une vallée monoclinale. Par contre, ravins et vallons obséquents, montant à l'assaut des strates dures du Coniacien, sont infiniment nombreux et suffisent, à notre avis, à expliquer

la formation d'un relief de côte. On peut attribuer l'absence de vallées subséquentes importantes aux faibles différences de structure dans les roches crétacées et jurassiques et à l'enfoncement des rivières les plus importantes dans les plates-formes déblayées au pied des cuestas. Il en résulte un paysage morphologique assez original, puisqu'on voit les côtes, hautes de 20 à 40 mètres, se profiler sur des dos de terrain et attaquées seulement par des cours d'eau obséquents.

Les anomalies du réseau hydrographique proviennent enfin de l'évolution générale du relief cyclique, assez complexe dans toute la région sarladaise. Comme on l'a signalé dans la première partie de cet ouvrage, il y a eu nivellement presque total à la fin de l'Eocène : les strates du Coniacien furent rasées par la pénéplaine que M. Baulig a identifiée le premier à l'Ouest du Massif Central, à l'altitude de 300 mètres environ, entre Paulin et Salignac [34]. Pendant le cycle oligocène, le creusement de larges couloirs d'érosion a pu mettre en valeur les premiers éléments de la côte crétacée, assez loin à l'Est de la zone où elle se trouve actuellement. Mais déjà le réseau hydrographique, qui s'était formé sur la surface d'érosion éocène, étant surimposé, devait être mal adapté aux premières esquisses de côte.

Le cycle d'érosion oligocène emporta une grande partie des reliefs monoclinaux les plus élevés; au Sud de Salignac et de la Dordogne, le front de la côte coniacienne n'atteint que 220 à 240 mètres, c'est-à-dire qu'il est tangent à la surface cyclique qui, la première, a démantelé la pénéplaine éocène. On peut en conclure que les éléments les plus élevés de la côte coniacienne ne sont pas tous du même âge; au Nord de Salignac, ils se sont dessinés, sous réserve du recul des strates, à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène; au Sud, au contraire, ils n'ont pris quelque importance que plus tard, à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène; ce qui n'est pas en contradiction avec ce qui a été dit plus haut au sujet de l'âge très récent de la côte dans son état actuel, l'évolution des reliefs monoclinaux s'étant poursuivie à chaque nouvelle reprise d'érosion.

Dans les larges couloirs d'érosion du cycle oligocène, un réseau hydrographique a pu se dessiner, sans tenir compte de la structure sous-jacente, en fonction seulement de la pente générale des surfaces cycliques. De sorte que, même dans sa partie méridionale, la côte coniacienne ne possède que des cours d'eau surimposés, donc mal adaptés, exception faite de la Dordogne, qui a maintenu, à cause de son volume, d'une manière assez ferme, sa direction Est-Ouest.

On peut admettre enfin que des cours d'eau subséquents ont disparu au cours des creusements successifs des vallées; c'est ainsi qu'au pied de la côte de Manobre et de Fajoles, on découvre comme un lit de rivière recouvert encore de fines alluvions et disséqué par des cours d'eau plus récents. D'après son altitude et ses dépôts, il se serait formé lorsque prenait naissance la surface d'érosion mio-pliocène, à 120 mètres environ au-dessus des thalwegs actuels. Mais l'encaissement des cours d'eau au Quaternaire aurait entraîné sa disparition ou son déplacement vers l'Est, dans la vallée de la Fénolle. Il n'en subsisterait sur place qu'un médiocre

vallon au Sud de Saint-Julien-de-Lampon. Toutefois, il faut ajouter que cette dépression monoclinale de Manobre n'est sans doute pas l'œuvre exclusive de l'érosion normale, mais qu'elle dépend surtout de l'érosion karstique, comme on le verra plus loin (carte XI, p. 419).

En tout cas, il n'est nullement nécessaire de faire intervenir, en quelque point que ce soit de la côte coniacienne, des bords de la Vézère aux environs de Gourdon, une période de vastes remblaiements séparant deux réseaux hydrographiques distincts, le premier ayant sculpté les reliefs monoclinaux, le second ayant creusé ses vallées par surimposition, sans respecter les vallées antérieures, mais en déblayant les côtes et les buttes-témoins des dépôts qui les auraient fossilisés [28]. Le réseau hydrographique actuel, non adapté à cause de la formation, à plusieurs reprises, de surfaces cycliques presque horizontales avec remblaiement partiel de médiocre épaisseur, suffit à expliquer la sculpture des escarpements qui dominant vallons et collines à l'Est du Sarladais. On doit simplement faire intervenir un climat plus humide que le climat actuel et l'œuvre parallèle de petits cours d'eau obséquents, subséquents ou reséquents, attaquant sans arrêt des strates les plus tendres. On comprend ainsi la formation de ces longues séries de corniches, formant front de côte au Nord de Saint-Amand, à l'Est de Salignac et à l'Ouest de Masclat (fig. 55).

5. *De Saint-Laurent-de-Castelnaud à Puy-l'Evêque.* — De Gourdon à Saint-Cybranet, soit à cause d'un changement latéral de structure, soit par suite d'une abondante couverture de dépôts tertiaires, les reliefs monoclinaux du Crétacé, face aux terrains jurassiques, s'effacent de la topographie; les collines de Nabirat et de Saint-Martial n'offrent pas de ressauts aux regards, et ce n'est que dans les ravins que surgissent parfois quelques escarpements de calcaires angoumiens, homogènes mais très fissurés.

Il faut atteindre la région de Saint-Pompon pour voir de nouveau se dresser au-dessus des plateaux caussenards une côte coniacienne. Là, de Saint-Laurent-de-Castelnaud jusqu'aux rives du Lot, près de Puy-l'Evêque, l'Angoumien et surtout le Sénonien inférieur, ou Coniacien, déterminent une série de hauteurs qui culminent vers 300 mètres et qui dominant, par des pentes vigoureuses, non seulement les profondes vallées de la Lausse et du ruisseau de Cazals, mais aussi les plateaux et les collines de Campagnac-les-Quercy et de Marminiac. Autour de cette dernière localité, les calcaires portlandiens atteignent tout au plus 280 mètres, tandis que vers l'Ouest les sommets du Sénonien s'élèvent à 320 et 330 mètres et s'abaissent lentement vers l'Ouest, où ils sont encore à 300 mètres vers La Trappe (fig. 58).

Auprès de Marminiac, de Goujonnac et au-dessus des terrasses de Prayssac, près des rives du Lot, dans ces confins du Quercy où se termine le Périgord, la limite des deux régions est soulignée par une côte à double ressaut (fig. 58). En particulier, en descendant des hauteurs de Lédrier, à l'Ouest de Marminiac, vers Cazals, on recoupe deux séries de reliefs dissymétriques. La première série, à quelques centaines de mètres à l'Ouest de Marminiac, est constituée par les calcaires jaunâtres, fortement

démantelés, du Coniacien supérieur. La seconde, au pied de Marminiac, se présente sous forme de bancs compacts, réguliers, très durs; c'est l'escarpement de l'Angoumien. C'est ce dernier ressaut que l'on suit le plus aisément vers Montléra, Goujonnac et Prayssac. Mais c'est le front de côte du Coniacien qui donne une allure grandiose à l'ensemble du paysage; il se maintient à plus de 300 mètres jusque vers les Gunies et domine de ses pechs orgueilleux les rives du Lot.

Toutefois, les strates coniaciennes n'attirent pas toujours le regard, car elles sont partiellement enfouies sous des dépôts meubles que la carte géologique catalogue comme sables sidérolithiques, mais qui, en réalité, sont assez variés. Ici, prendrait corps, mieux qu'en n'importe quelle région du Périgord, l'idée d'une fossilisation des reliefs structuraux au cours de

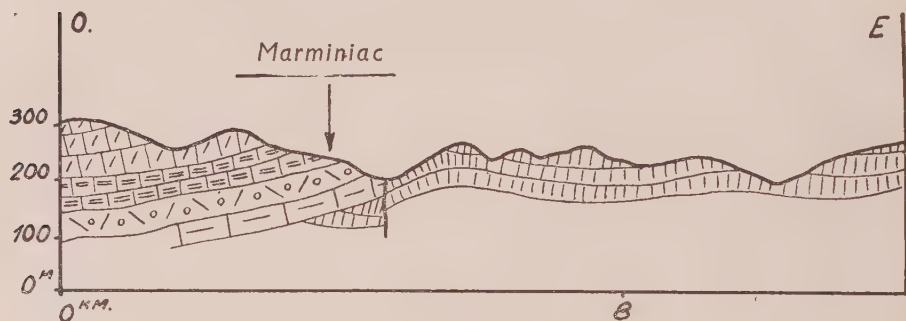


Fig. 58. — LA CÔTE DE MARMINIAC.

l'ère tertiaire. Les escarpements, qui émergent çà et là des sables et des argiles, à l'Ouest de Goujonnac et de Marminiac, ne seraient-ils pas tout simplement les premiers pointements d'une côte en voie de déblaiement par un réseau hydrographique surimposé?

Cette vue, partiellement vraie, n'est pas en contradiction avec l'idée d'une formation récente des côtes périgourdines. En effet, les dépôts qui empâtent encore la côte coniacienne de Marminiac proviennent en grande partie du démantèlement même de cette côte. Les calcaires qui la forment sont gréseux et, en se décomposant, donnent beaucoup de sable et un peu d'argile. Les reliefs structuraux qu'ils déterminent s'ensevelissent ainsi à mesure qu'ils se forment, à moins que le ruissellement soit assez vigoureux pour entraîner rapidement les sables résiduels. Mais il n'en est rien, surtout actuellement où beaucoup de vallons sont secs. En tout cas, il est certain que les dépôts qui ensevelissent partiellement les escarpements calcaires de Marminiac se sont constitués sur place à mesure que surgissait la côte coniacienne.

L'hypothèse du remblaiement total est, de plus, infirmée par l'allure du réseau hydrographique actuel. Contrairement à ce que l'on a constaté vers Salignac ou vers Sorges, il est ici, comme en amont de Brantôme, presque rigoureusement adapté au relief structural. La Lause, en amont de Saint-Pompon, son affluent de Campagnac-les-Quercy et le ruisseau

de Cazals suivent à peu près une direction subséquente. Ce sont eux et leurs affluents obséquents de l'Ouest qui ont sculpté les corniches de l'Angoumien et du Coniacien. Il n'y a donc pas lieu de faire intervenir ici, encore moins qu'ailleurs, une phase de remblaiement total, ce qui n'implique pas cependant la négation d'un remblaiement partiel.

L'allure subséquente de la Lausse et du ruisseau de Cazals pose cependant un problème morphologique que l'on n'a pu qu'entrevoir au Nord de Sarlat, mais qui apparaît ici avec des données plus précises. Les vallées, qui descendent de Campagnac-les-Quercy vers le Nord et de Marminiac vers le Sud, ne sont pas rigoureusement monoclinales : il y a seulement dissymétrie dans leur profil transversal supérieur ; le versant occidental étant coupé de deux abrupts par l'Angoumien et le Coniacien, tandis que le versant oriental, tout entier dans le Jurassique, dont les strates s'inclinent vers l'Ouest, est beaucoup plus régulier. Il semble donc difficile d'assimiler le relief dissymétrique du Périgord créacé face au Quercy à ceux, désormais classiques, de Lorraine et de Champagne (fig. 58).

On peut lever la difficulté si l'on considère à la fois l'évolution générale du relief périgourdin avec ses cycles d'érosion, et les réactions du substratum sédimentaire au moment du creusement des vallées. La pénélaine éocène, située ici vers 320 mètres d'altitude, a nivelé toute la région, sans laisser subsister de trace nette de relief structural. Elle recoupe le front de la côte coniacienne vers 310-320 mètres. La reprise d'érosion, qui devait engendrer la surface d'érosion oligocène, fit jaillir du sol, où ils étaient en puissance, les escarpements coniaciens. C'est à leur pied que s'élargissent, vers 280 mètres, les replats du cycle oligocène formant une dépression subséquente dessinée selon le type classique de la Woèvre ou de la plaine lorraine. Cette dépression a pu être remblayée partiellement et favoriser ainsi des surimpositions.

Mais la reprise d'érosion, qui devait aboutir à la création du niveau mio-pliocène, la démantela, la divisant en collines, en croupes qui dominèrent de 60 à 70 mètres une nouvelle dépression subséquente, dessinée au pied de la côte angoumienne et que l'on découvre partout au pied de Marminiac et de Goujonnac. Là, encore, s'était esquissé un relief monoclinal classique. Mais il a été à son tour en partie détruit par l'encaissement des vallées pliocènes et quaternaires : les plaines ou larges vallées subséquentes, développées au pied de la côte angoumienne, ont été à leur tour disséquées par les cours d'eau actuels et transformées en croupes et en collines. C'est donc un relief très complexe qui s'offre au regard quand on contemple, du haut des plateaux quercynois de Gindou, les hauteurs boisées qui annoncent le Périgord vers l'Ouest. On a bien en face de soi deux fronts de côte superposés, celui du Coniacien et celui de l'Angoumien. Mais, au pied de ces fronts de côte, ne subsistent plus, des anciennes dépressions subséquentes, que des collines étagées qui s'abaissent lentement, par ressauts, vers les vallées de la Lausse et de Cazals. On pourrait presque affirmer que les fronts de côte que l'on a devant soi appartiennent à deux époques très différentes, s'ils n'avaient pas continué à évoluer par sapement de leur base au cours des âges

géologiques : le plus élevé, le front coniacien, daterait de la période comprise entre la surface d'érosion éocène et les couloirs d'érosion oligocènes : le plus bas, le front angoumien, se situerait entre le cycle d'érosion oligocène et le cycle d'érosion mio-pliocène. C'est bien ainsi qu'ont pris naissance successivement ces deux fronts de côte. Mais, semblables aux ruptures de pente cycliques le long des cours d'eau, ils n'ont cessé d'évoluer depuis leur apparition dans le relief structural du Périgord; ils ont reculé vers l'Ouest sous l'attaque des ruisseaux obséquents, qui ont soutiré de sous eux les strates tendres du Coniacien inférieur et de l'Angoumien inférieur. De sorte que, dans leur état actuel, ils sont très récents, contemporains des grandes attaques de l'érosion opérées pendant le Quaternaire par des cours d'eau plus abondamment alimentés que ceux que nous avons maintenant sous les yeux.

CONCLUSION SUR LES CÔTES CRÉTACÉES DU PÉRIGORD.

En résumé, de la région de Connezac, près des limites du pays charrentais, jusqu'à Puy-l'Evêque, sur les rives du Lot, les terrains crétacés du Périgord dressent vers le Limousin et les Causses du Quercy une double, parfois une triple côte dont le front est constitué par deux ou trois escarpements, selon la nature des bancs calcaires : à la base, c'est l'Angoumien moyen, au milieu le Provencien moyen, et enfin, au sommet, le Coniacien supérieur. Certes, ces reliefs n'ont pas la régularité classique des côtes de Meuse et de Moselle; les bancs calcaires ne se dessinent pas toujours avec netteté sur le front de la « cuesta »; ici, ils disparaissent; ailleurs, le Coniacien l'emporte sur les deux autres horizons. Parfois, sous l'influence de la tectonique, une faille vient compliquer le jeu de la structure. Aussi trouve-t-on, du Nord au Sud, sur près de 150 kilomètres, les formes les plus variées de reliefs monoclinaux.

En outre, ces côtes ne possèdent pas à leur base une dépression subséquente nettement délimitée, comme celle qui s'étend autour des marais de Saint-Gond, en Champagne Pouilleuse. Elles s'appuient plutôt sur des collines, des croupes et des plateaux qui sont le résultat du démantèlement de la dépression subséquente par les cours d'eau obséquents ou conséquents qui franchissent les escarpements crétacés. Ces côtes s'écarteront donc très sensiblement du type classique de ces paysages morphologiques aux profils transversaux dissymétriques. Mais quel autre nom leur donner, si ce n'est celui de côte? D'ailleurs, n'en remplissent-elles pas toutes les conditions : alternance des couches dures et des couches tendres, léger pendage des strates vers le Sud-Ouest, attaque des terrains tendres par l'érosion et mise en relief, avec escarpement vers l'Est et surface structurale inclinée vers l'Ouest, des bancs calcaires les plus durs? Toutefois, pour retrouver la notion normale de côte, il faut supprimer par la pensée, au pied de chaque escarpement, les profondes coupures qui se sont creusées depuis leur premier façonnement.

On parvient ainsi à une nouvelle notion morphologique : celle des rapports des reliefs cycliques avec les reliefs structuraux. La non-adapta-

tion fréquente du réseau hydrographique et du relief monoclinale laisserait croire à une surimposition de ce réseau par suite d'une fossilisation de ce relief sous d'énormes dépôts descendus du Massif Central. C'est ce que M. G. Baeckeroot a mis en évidence pour le Luxembourg dans sa thèse *Oesling et Gutland* [28]. Mais en Périgord, il n'est pas nécessaire de recourir à cette hypothèse. C'est à la surface d'une pénéplaine ou dans de vastes couloirs d'érosion partiellement remblayés que s'est dessiné le réseau hydrographique actuel. En creusant ses vallées, il a mis en valeur les différences de structure entre les roches; non point sous l'influence de cours d'eau conséquents, puis de cours d'eau subséquents, mais simplement sous l'effet particulièrement efficace des cours d'eau obséquents, qui ont déblayé les couches tendres par soutirage et sapé ainsi la base des strates dures, demeurées en relief. C'est ce que l'on a constaté à l'Ouest de Sorges comme au pied de Salignac.

En outre, ces relations entre relief cyclique et relief structural permettent d'assigner une date à l'origine des diverses côtes. Dans l'Est du Sarladais, et plus précisément au Nord de Salignac, on a remarqué que la côte coniacienne s'était dessinée après l'Eocène, tandis qu'au Sud de la Dordogne elle datait de la fin de l'Oligocène et du début du Miocène, la partie supérieure ayant été emportée par le cycle d'érosion qui a donné naissance à la surface d'érosion oligocène. Au Sud-Est du Périgord, de Saint-Laurent-de-Castelnau à Puy-l'Evêque, l'escarpement coniacien, plus ancien, remonterait au démantèlement de la pénéplaine éocène par la reprise d'érosion qui façonna la surface oligocène; par contre, l'escarpement angoumien n'aurait pris forme que dans l'intervalle entre le niveau d'érosion oligocène et les couloirs d'érosion mio-pliocènes. Mises ainsi en valeur par l'érosion différentielle, les côtes coniaciennes ou angoumiennes n'ont cessé d'évoluer par la suite comme des gradins cycliques, au fur et à mesure où se creusaient les vallées pliocènes et quaternaires. Elles ont sensiblement reculé tant que le ruissellement, les infiltrations, la dissolution par les eaux chargées de gaz carbonique et le déblaiement longitudinal ou latéral des cours d'eau ont été assez vigoureux pour mener une attaque victorieuse contre les couches tendres.

On comprend combien tous ces faits morphologiques doivent être infiniment nuancés; pour que l'origine d'une côte soit partout de la même époque, il faudrait que les strates qui la composent soit partout au même niveau par rapport à la surface d'érosion à partir de laquelle elles ont été mises en relief. Mais les déformations tectoniques sont trop fréquentes pour qu'il en soit toujours ainsi. A la rigueur, par un effet de synthèse, on peut assigner le même âge à toute la côte coniacienne entre Saint-Laurent-de-Castelnau et Puy-l'Evêque; mais, de part et d'autre de Salignac, il n'en est pas de même, car les couches calcaires du Coniacien, qui s'élèvent à plus de 300 mètres au Nord de la Dordogne, ne dépassent pas 220 mètres au Sud.

De plus, peut-on estimer exactement l'ampleur du recul d'une côte depuis son origine? Quelques rares buttes-témoins permettent d'en reconstituer les étapes les plus récentes, mais on manque d'éléments pour apprécier les plus anciennes. Il convient donc de n'apporter dans les

diverses solutions de ces problèmes morphologiques que des appréciations prudentes si l'on ne veut pas trop céder à l'esprit de système.

De toute manière, les côtes crétacées du Périgord sont actuellement parvenues à un stade de grande stabilité. Par suite de modifications profondes dans le climat, les ravins obséquents, qui les ont jadis fait reculer, sont privés de cours d'eau; les ruisseaux subséquents, qui existent néanmoins çà et là, suivent de trop loin le rebord des côtes pour avoir quelque influence sur elles. L'évolution de ces reliefs structuraux s'est provisoirement modifiée; au lieu de reculer avec une vitesse plus ou moins grande selon la pente des strates calcaires qui les constituent, ils subsistent sur place, mais perdent de leur âpreté, de leur grandeur même au-dessus des horizons qu'ils dominent encore. Les éboulis et les résidus de la désintégration de leurs roches les recouvrent partiellement, tandis que la base des escarpements s'émousse sous l'effet des agents atmosphériques; la corniche angoumienne ou coniacienne tombe lentement en ruines. Et comme les falaises mortes de Picardie, les « côtes mortes » du Périgord crétacé s'envelissent peu à peu sous le linceul de leurs débris.

b) *Les boutonnières ou les « Pays de Bray » du Périgord.*

Les côtes du Sarladais et du Ribéracois ne sont pas les seuls reliefs dissymétriques du Périgord. Il existe dans cette région, comme en Normandie, par suite des mouvements tectoniques qui ont affecté les sédiments secondaires, des reliefs monoclinaux disposés en amphithéâtre autour d'un affleurement de terrains plus anciens que ceux qui constituent les escarpements, le front des côtes étant tourné vers l'intérieur de l'amphithéâtre. L'exemple classique d'un tel paysage morphologique est fourni par le Pays de Bray, en Normandie. Un anticlinal de direction sud-armoricaine, dont l'axe est particulièrement soulevé entre Neufchâtel et Beauvais, fait affleurer dans une boutonnière les terrains du Jurassique supérieur. Autour de ce dôme, allongé du Sud-Est au Nord-Ouest, affleurent, inclinées vers le Sud-Ouest et vers le Nord-Est, les strates calcaires du Crétacé moyen, alternativement constituées de roches dures et de roches tendres. Tandis que celles-ci constituent des dépressions subséquentes où règne la verdure des prés et des bois, celles-là dressent au-dessus des vallées des pentes raides disposées en auréoles allongées dans le même sens que le grand axe, et l'on a pu tirer du Pays de Bray un vocable qui s'applique à tous les reliefs semblables.

Ainsi, en Périgord, le long des rides anticlinales signalées dans la première partie de cet ouvrage (p. 97), les soulèvements locaux des axes font surgir, çà et là, des dômes de sédiments plus anciens que ceux qui les entourent; les uns, très accentués, font réapparaître le Jurassique au milieu du Crétacé, à Mareuil-sur-Belle et à Chapdeuil dans le Ribéracois, à Saint-Cirq, à Cladech et à Sauveterre-la-Lémance dans le Sarladais. D'autres sont à peine esquissées, et c'est seulement le Provencien et l'Angoumien qui se font jour à travers le Coniacien à Chancelade et à Brantôme, et le Campanien qui perce le Dordonien dans la vallée du Caudeau, autour de Clermont-de-Beauregard [3, 6, 8].

Ces divers accidents tectoniques introduisent dans le paysage topographique du Périgord des formes très variées, très nuancées, très différentes d'un « Pays de Bray » à l'autre, et dont la synthèse fournira une image assez nette et fort simple de tout le relief crétacé de la région périgourdine. Mais il convient d'abord d'analyser en détail les plus caractéristiques de ces reliefs monoclinaux.

1. *Le dôme de Mareuil* (carte X) est constitué par un pointement de Virgulien à travers les terrains crétacés, à 2 kilomètres environ au Nord-Ouest de la localité [3]. Autour apparaissent successivement, en auréoles allongées du Sud-Est au Nord-Ouest, les divers étages du Crétacé moyen et supérieur, du Coniacien au Campanien. L'inclinaison des couches géologiques est très forte vers le Nord-Est; elle est beaucoup plus faible vers le Sud-Ouest. Ces diverses conditions de la tectonique locale déterminent l'allure des reliefs monoclinaux autour du dôme de Mareuil.

La côte de l'Angoumien moyen est la mieux marquée et la plus continue. Elle débute au Sud-Est du village de Vieux-Mareuil, sous la forme de quelques abrupts qui percent çà et là, au niveau de la vallée, le gazon des prés et les taillis de chênes, puis elle s'élève peu à peu à flanc de colline, et autour de Saint-Pardoux-de-Mareuil elle domine d'une quarantaine de mètres les bas-fonds, constitués par les calcaires gris-bleu de l'Angoumien inférieur et les calcaires gélifs du Ligérien. Après avoir constitué les escarpements de Rouffiac, à l'Ouest de Mareuil, elle s'abaisse de nouveau vers l'Ouest et transforme en petits cañons, avec des corniches blanches, les vallées qui convergent vers La Rochebeaucourt. Sur la rive droite de la Belle, elle se confond avec les escarpements du Provencien et du Coniacien, qui affleurent sur une courte distance, le long des pentes qui montent vers les hameaux de Fougères et de Bouchaloux. Ce n'est qu'au pied de cette dernière agglomération que les calcaires blancs de l'Angoumien moyen retrouvent leur individualité et donnent une certaine vigueur à la colline qui domine Vieux-Mareuil au Nord-Est.

La côte du Provencien inférieur ne se différencie pas nettement de celle de l'Angoumien. Elle la suit fidèlement dans ses contours. On peut lui attribuer l'encaissement de la vallée de la Belle à Monsec et quelques petits cañons entre Sainte-Croix et La Rochebeaucourt. La faible épaisseur de ses strates (une dizaine de mètres au plus) ne lui permet pas de jouer un grand rôle dans la topographie de la région.

Contrairement à ce que l'on a constaté dans le Sarladais, le Coniacien supérieur ne tient pas ici une place importante dans les reliefs monoclinaux. On ne peut lui attribuer que quelques hauteurs, aux pentes assez vives, au Sud-Ouest de Mareuil, près de la Durantie, et quelques corniches grisâtres au Nord de Monsec. Taillé en biseau, par l'érosion cyclique miopliocène vers Rossignol et Montardy, il ne dessine plus de front de côte vers le Nord-Est, et, sur la rive droite de la Belle, il se confond avec les autres étages du Crétacé.

Le Campanien, absent des collines qui dominent la rive gauche de la Belle, couronne les hauteurs qui séparent la Belle de la Nizonne, du hameau de la Neuillie, près de Sainte-Croix, jusqu'à Cantillac vers l'Est,

hors du dôme de Mareuil, où il fait face à la boutonnière provençienne de Brantôme (photo XXIV). Par les calcaires blancs rosés oolithiques, très durs, qui en forment les assises supérieures, il donne beaucoup de vigueur aux collines de la Neuillie, de Fougères et de Pontarnaud. Les altitudes atteignent ici 220 à 230 mètres, tandis qu'au Sud de la Belle elles se tiennent plutôt au-dessous de 200 mètres. Comme par ailleurs on peut supposer que, sous le manteau de sables et d'argiles qui les recouvre, les mêmes strates du Campanien supérieur se relèvent vers le Nord dans le mouvement d'ensemble qui soulève le Crétacé et le Jurassique face au Nontronnais, on peut admettre que le Campanien de la Neuillie, de Pontarnaud et de Cantillac, quoique situé au sommet d'une longue croupe, occupe en réalité un fond de synclinal, et s'il a résisté à l'érosion, c'est parce que, dans une situation semblable à celle des calcaires jurassiques et liasiques du horst de Terrasson, ses strates, presque horizontales, ont mieux soutenu l'attaque du ruissellement que si elles avaient été plus inclinées; à cause de leur quasi horizontalité, elles ont cessé de reculer et se sont conservées sur les hauteurs où nous les retrouvons aujourd'hui (fig. 59).

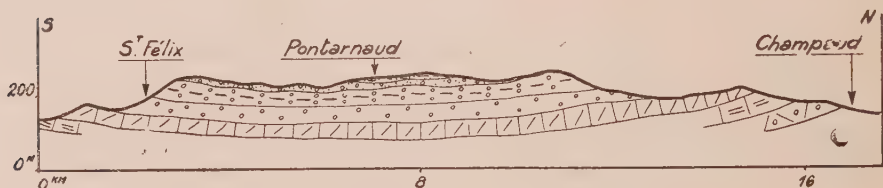


Fig. 59. — SYNCLINAL PERCHÉ DE PONTARNAUD.

Le dôme de Mareuil est donc un exemple typique d'inversion du relief; le sommet de l'anticlinal, emporté par l'érosion, est devenu un fond de vallée; par contre, le synclinal, où se sont conservés tous les étages crétacés, de l'Angoumien au Campanien, constitue aujourd'hui une vigoureuse croupe entre la Belle et la Nizonne. L'attaque de l'érosion s'est donc produite selon les grandes lignes de la tectonique; elle a eu plus facilement raison des strates incurvées vers le ciel que de celles qui ployaient vers le centre de la terre. Peut-être les déformations anticlinales diminuent-elles la résistance des roches en multipliant les fissures, les diaclases et les dislocations dans les strates; peut-être les ondulations synclinales augmentent-elles la résistance des roches sédimentaires en accroissant leur compacité, en durcissant leurs bancs, en supprimant les interstices où pourrait s'exercer l'œuvre destructrice des eaux courantes.

Quoi qu'il en soit, le réseau hydrographique, qui a créé cette inversion du relief, est presque parfaitement adapté à la structure; la Belle suit presque continuellement le grand axe du brachyanticlinal de Mareuil; elle ne s'en évade que dans son cours inférieur, en aval de

Sainte-Croix, où elle coupe, avant d'atteindre la Nizonne, les assises du synclinal de la Neuillie [3]. Mais, dans l'ensemble, elle a dû se plier aux lois de la tectonique, et son orientation est perpendiculaire à celle des grands cours d'eau de la région : Nizonne inférieure et Dronne inférieure, qui s'écoulent vers le Sud-Ouest, selon la pente des couches géologiques. La Belle apparaît ainsi comme un cours d'eau postérieur à la Nizonne et à la Dronne. Elle s'est créée lorsque, par suite des facilités données à l'érosion par la voûte anticlinale de Mareuil-Monsec, une dépression subséquente s'est formée au pied de la côte campanienne d'abord, puis coniacienne, provencienne et enfin angoumienne. La Belle est devenue de la sorte l'héritière unique de la plupart des cours d'eau subséquents qui se sont établis par surimposition dans les dépressions au pied des escarpements de calcaire crétacé. On peut admettre comme point de départ une surface d'érosion, celle que recouvrent encore partiellement, vers 240-250 mètres, les sables oligocènes du Périgord; et de là, par étape, à grand renfort d'érosion par cours d'eau obséquents, le « Pays de Bray » de Mareuil s'est évidé et a donné, sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir en cours d'évolution de puissants remblaiements hypothétiques, le paysage morphologique actuel.

2. *Le dôme de Brantôme*, fort peu accentué, détermine simplement la réapparition de l'Angoumien et du Provencien à travers le Campanien. Cet effort orogénique est cependant suffisant pour déterminer, autour de la vieille bourgade et sur les rives de la Dronne, un « Pays de Bray » qui ne manque pas d'originalité et de pittoresque. C'est le Provencien inférieur qui forme la première série d'escarpements autour de la vallée de la Dronne; ses roches grisâtres se dressent comme des falaises au-dessus des eaux calcaires de la rivière et on les suit aisément de la Chapelle-Faucher, en amont, jusqu'au hameau de Chambon, en aval de Brantôme. A vrai dire, elles constituent plutôt un cañon autour du cours d'eau qu'un véritable gradin en forme d'auréole : la plaque calcaire est à peine percée par l'érosion linéaire, et l'érosion latérale n'a pas encore eu le temps d'élargir la coupure et de la disposer en large boutonnière.

Le Coniacien supérieur constitue, au contraire, une belle série d'escarpements en forme d'amphithéâtre autour du dôme provencien. On découvre ses roches grisâtres sous les maisons de la Chapelle-Faucher et de Condat-sur-Trincou; puis, en s'élevant à travers bois, on les retrouve sur les collines au Nord de Brantôme, tandis que sur les bords de la Dronne, autour de Valeuil, elles constituent de superbes abris sous roches; puis elles encadrent les ravins de Sencenac et d'Eyvirat, vers Brantôme. Leur ampleur, leur teinte parfois dorée et leur aspect souvent ruiniforme confèrent au paysage de la grandeur et de la variété (photo XXXV).

On retrouve le Campanien du dôme de Mareuil sur la butte de Cantillac, qui est tout simplement le rebord monoclinale du synclinal de la Neuillie-Pontarnaud, face cette fois-ci au dôme provencien de Brantôme (photo XXIV); la dépression subséquente au pied de la côte est d'une très grande ampleur; le hameau des Bouriaux s'y étale à 130 mètres d'altitude, tandis que le village de Cantillac est juché à plus de 200 mètres.

C'est une des régions du Périgord septentrional où les reliefs dissymétriques offrent le plus de netteté. Le Campanien supérieur forme également des buttes blanchâtres au Sud de Brantôme : à Puy-de-Fourches, où elles atteignent 230 mètres, dominant de 50 mètres les plates-formes structurales du Coniacien, situé plus au Nord, et à Eyvirat, où l'altitude est encore de 220 mètres. Mais, comme on le voit aisément sur la carte géologique au 1/80.000^e, l'auréole des escarpements campaniens est très démantelée et se réduit, autour du dôme de Brantôme, à trois énormes buttes dominant les horizons de la vallée de la Dronne [3].

Le réseau hydrographique n'est nullement adapté à la structure du dôme. Tandis que la Belle, dans le dôme de Marcuil, s'est pliée en gros à l'orientation Sud-Est-Nord-Ouest de l'anticlinal, ici, la Dronne et ses affluents traversent l'accident tectonique sans être sensiblement affectés dans l'orientation de leur cours par la nature des roches traversées. Tout au plus peut-on remarquer, dans un court changement de direction de la vallée de la Cole et de la Dronne, entre Saint-Pierre et Brantôme, une déviation du Sud-Ouest vers l'Ouest. Est-ce la nature des calcaires crétacés qui en est la cause? N'est-ce pas plutôt, comme on l'a suggéré dans l'étude de la répartition du réseau hydrographique en Périgord, l'attraction d'une zone de subsidence autour de Condat et de la Chapelle-Faucher? Il est difficile de se prononcer pour l'une ou pour l'autre solution. Quant aux méandres de Brantôme, ils proviennent bien, comme on le verra plus loin, de la structure même des calcaires crétacés, mais ils ne sont pas un effet direct de l'accident tectonique.

Dans ces conditions, ce n'est pas par le jeu normal des cours d'eau conséquents et subséquents que le « Pays de Bray » de Brantôme a pu se modeler selon les modes classiques étudiés par les morphologues sur les rives de la Béthune et du Thérain. Par contre, l'attaque des ravins obséquents, montant à l'assaut des corniches provenciennes et surtout coniaciennes, se révèle étrangement plus efficace quand on examine les profils transversaux et longitudinaux d'un vallon sec tel que celui qu'emprunte la route de Condat à Eyvirat, au Sud de la Cole [12]. Le travail des eaux d'infiltration et des eaux courantes s'est exercé aux dépens des couches tendres, sous-jacentes aux couches calcaires plus dures, et celles-ci, qu'elles appartiennent au Provencien ou au Coniacien, demeurent en surplomb au-dessus des parties évidées; finalement elles s'effondrent en rafraîchissant la coupe verticale de l'escarpement (photo XXXV). Sans doute le recul des strates dures s'effectue-t-il plus vite selon le profil longitudinal, le long duquel le cours d'eau, à l'air libre ou sous terre, a pu déployer toute sa force d'érosion; mais il se produit également sur les deux versants du vallon, par ruissellement, gel, effritement, dissolution et parfois formation de petits ravins reséquents. Encore faut-il admettre, pour saisir toute l'ampleur de cette œuvre destructrice, un climat plus violent, plus humide que celui de nos jours. Mais, ce fait accepté, on comprend comment l'auréole des calcaires campaniens a dû reculer au point d'être démantelée et réduite à trois buttes, comment le Coniacien constitue, par ses corniches, un vaste amphithéâtre au-dessus des croupes qui entourent Brantôme, et comment les strates les plus résistantes du

Provençien ont commencé à reculer de part et d'autre de la Dronne, sous l'effet surtout du ruissellement.

On pourrait évidemment mettre en relation les étapes du relief cyclique et celles de la formation du relief structural. En particulier, les replats structuraux du Provençien, vers les hameaux des Vignes, de Valade et de Chambon, couverts d'alluvions quaternaires, coïncident avec les terrasses antérieures au Moustiérien, de sorte que le cañon dans lequel s'engage la Dronne après son confluent avec la Cole, est postérieur à l'Acheuléen, contemporain des hommes du Moustiérien le plus ancien. Mais ce parallélisme entre reliefs cycliques et reliefs structuraux, très délicat à établir, ne coïncide pas souvent avec la réalité, et on peut se contenter de signaler les perspectives qu'il ouvre à une analyse morphologique minutieuse orientée vers les détails les plus menus du relief. On a réalisé cette concordance pour les côtes qui bordent le Crétacé face au Massif Central et aux Causses du Quercy; il ne paraît pas utile de la rechercher de nouveau pour les « Pays de Bray », l'âge du début de chaque côte coïncidant avec celui de la reprise d'érosion qui a démantelé la surface cyclique dans laquelle la côte est découpée.

3. *Le dôme de Chapdeuil* constitue le plus parfait des « Pays de Bray » périgourdiens [126]. Il est déterminé par un bombement ovoïde de calcaire portlandien surgissant sur l'axe soulevé de l'anticlinal de Périgueux-la Tour-Blanche. Autour des roches jurassiques, qui forment une série de petites collines, âpres et grises, entre Chapdeuil, Saint-Just et Cercles, les terrains crétacés dessinent comme d'immenses auréoles de roches variées, tendres ou dures. Les strates les plus résistantes déterminent trois séries de côtes complètes, entourant le centre du brachyanticlinal, comme les escaliers d'un gigantesque amphithéâtre (carte X et fig. 60).

En premier lieu, au-dessus des calcaires marneux du Ligérien se dressent les corniches blanches des calcaires angoumiens. Elles dessinent, autour des ravins qui convergent vers l'Euclie, une série de petits cañons pittoresques à Saint-Just, comme à la Tour-Blanche. Les carrières, qui les percent çà et là, fournissent la fameuse pierre d'Angoulême, d'une blancheur éblouissante, très tendre quand elle est à l'intérieur du sol et imbibée d'eau, mais très dure quand elle s'est desséchée à l'air libre. Sur un bloc taillé depuis quelques mois, on peut saisir le processus par lequel passe un calcaire relativement mou à l'intérieur du sol, pour devenir très dur à l'air libre et former corniches et escarpements : tandis que les cavités encore imbibées d'eau s'effritent sous l'ongle, les parois exposées au soleil sont dures comme du marbre.

La seconde côte autour du dôme de Chapdeuil est constituée par des calcaires jaunâtres, parsemés d'îlots de Rudistes appartenant au Provençien moyen. Ils déterminent des séries d'abrupts de 15 à 20 mètres de hauteur à l'Est de Paussac, de part et d'autre de l'Euclie et autour du Maine-d'Euclie, puis en aval de Bourg-des-Maisons, dans les bois de Halas, au hameau bien dénommé de la Roche; et leur cercle se referme par les escarpements qui encadrent le ravin de Breuil et de Bazac au Nord de Saint-Just. Le long du ruisseau, le Boulou, ils se prolongent jusqu'aux

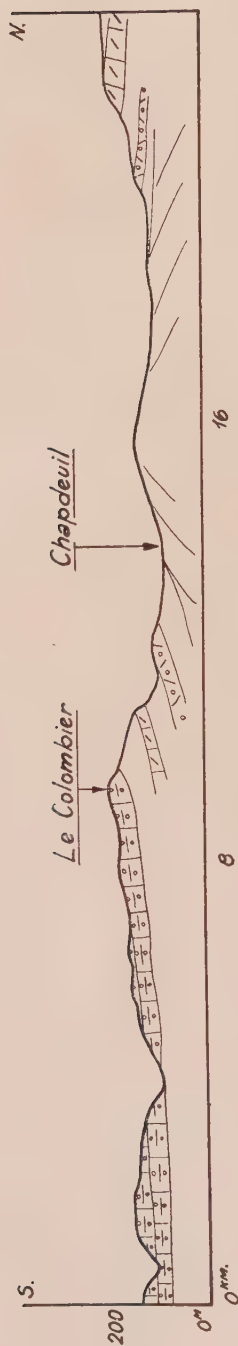


Fig. 60. — LES CÔTES DU « PAYS DE BRAY » DE CHAPDEUIL.

rives de la Dronne et se raccordent là avec ceux de Bourdeilles. Ils dessinent ainsi un ovale très allongé vers le Sud-Est, conforme aux accidents tectoniques du Crétacé.

Enfin, la troisième côte, à peu près continue, sous réserve de quelques variations latérales de faciès, provient des calcaires jaunâtres et dolomitiques du Coniacien. Ce sont eux qui enferment dans leurs abrupts les vallées des affluents de l'Euche à la Négrerie, près de Boulonneix et au pied de Léguilhac-de-Cercles. Au delà de la Chapelle-Montabourlet, leurs escarpements disparaissent entre le réseau des vallons descendant vers l'Euche et ceux qui s'orientent vers la Pude. Mais ils surgissent de nouveau dans le Bois de Jovelle et ils encadrent le site de Bourg-des-Maisons; ils déterminent une rupture de pente dans la longue et haute colline qui borde le dôme de Chapdeuil, du Nord-Ouest au Sud-Est, et ils viennent se dresser jusque sur les bords de la Dronne, au pied du château de la Barde. Ce sont ceux qui portent les maisons de Creyssac et le château de Bourdeilles. Ils escortent le ruisseau de la Douzille et ses affluents à l'Est de l'Isle, dans les ravins qui encadrent Bussac où, de nouveau, pointe le Provençien. Sur de vastes étendues, un paysage morphologique rugueux, aux corniches ruiniformes, avec des surfaces structurales couvertes de pierrailles, caractérise la présence de strates très dures du Coniacien supérieur.

Comme autour des autres dômes jurassiques déjà étudiés, la côte du Campanien supérieur ne constitue que des escarpements discontinus autour de la boutonnière jurassique de Chapdeuil. Au Sud-Ouest, elle dessine une ligne de côtes remarquables, de Verteillac aux rives de la Dronne; les calcaires oolithiques et blancs de l'horizon considéré dominant de près de 100 mètres les vallées qui dissèquent le noyau du Portlandien. Ils portent à 200 et 210 mètres les bois de Flayac et de Fontaillac. Ils entourent de leurs pentes vives les maisons et l'église de Grand-Brassac. Au delà de la Dronne, vers le Sud-Est, on les retrouve dans les collines de Lalande, à la Chapelle-Gonaguet, où ils se maintiennent au-dessus du bas pays qui s'étend vers le Nord-Est.

Si l'on joint maintenant, par la pensée, ces abrupts du Campanien, de Coutures et de la Chapelle-Gonaguet, à ceux de Puy-de-Fourches, d'Eyvirat, de Cantillac, de Saint-Crépin et de la Neuillie, on raccorde ainsi tous les sommets les plus élevés du Ribéracois, sommets au profil légèrement dissymétrique, la pente la plus douce s'inclinant vers le pourtour de la région, la pente la plus forte faisant face au centre du pays. De la sorte on obtient une vaste auréole démantelée de terrains campaniens autour de plusieurs bombements jurassiques et crétacés : dômes de Mareuil, de Brantôme et de la Tour-Blanche. L'ensemble forme une sorte de brachyanticlinorium, un immense et complexe Pays de Bray autour duquel les calcaires oolithiques du Campanien supérieur dessinent comme les fleurons d'une grandiose couronne. Ainsi s'organise autour de quelques lignes simples et nettes le relief structural du Crétacé dans le Périgord septentrional (carte X).

Une étude plus poussée des formes topographiques du dôme de Chapdeuil permet de constater qu'au pied des multiples collines plus ou moins escarpées qui entourent la boutonnière s'est formé un réseau hydro-

graphique adapté à la structure. Comme la Belle, dans la boutonnière de Mareuil, l'Euche et la Ruche, dans la région de Chapdeuil et de la Tour-Blanche, ont un cours subséquent, parallèle à l'axe le plus allongé du branchyantoclinal. Si l'on considère, en effet, l'ensemble des cours d'eau dans cette région du Périgord, on doit en déduire que l'orientation de l'Euche et de son affluent, la Ruche, constitue une anomalie. La plupart des ruisseaux et les cours d'eau principaux, la Nizonne et la Dronne, s'écoulent vers le Sud-Ouest, selon la pente générale des couches géologiques. Même les affluents de rive droite de l'Euche ont une partie de leur cours orientée dans le même sens. Il semble donc que le drainage primitif de la région s'effectuait du Nord-Est au Sud-Ouest. L'anomalie, déterminée par le cours de l'Euche coulant du Nord-Ouest au Sud-Est, provient d'une réaction tardive de la structure et de la tectonique sur la formation des vallées. Tandis que la Nizonne et la Dronne étaient assez puissantes pour maintenir leur orientation primitive qu'elles avaient acquises sur les plus hautes surfaces d'érosion du Périgord, les cours d'eau plus petits, qui coupaient transversalement le dôme de Chapdeuil, se heurtaient à des obstacles de plus en plus difficiles à franchir à mesure que se creusaient leurs vallées et que se précisaient les escarpements du Campanien, puis du Coniacien, du Provencien et de l'Angoumien. Les percées obséquentes et conséquentes, qu'ils devaient effectuer à travers les côtes, gênaient leur libre développement, tandis que les ruisseaux subséquents, qui se formaient de part et d'autre de leurs rives, au pied des corniches calcaires, prenaient aisément de l'ampleur dans des terrains tendres. Des vallées monoclinales se dessinaient à chaque étape du creusement et des captures se produisaient au détriment des cours d'eau conséquents et au profit des cours d'eau subséquents. Ainsi, peu à peu, tout le réseau hydrographique primitif, de Bourdeilles à Goûts et à Cherval, a été sectionné par les progrès de l'Euche et de la Ruche. Le cours supérieur même de la Pude affecte un tracé subséquent. Et l'on voit maintenant, de part et d'autre du dôme, des fragments de vallons conséquents séparés par la série des vallées subséquents, créées par l'érosion structurale. Si le relief actuel était moins disséqué, il serait peut-être possible de raccorder certaines sections conséquentes d'amont à certaines sections conséquentes d'aval par les brèches qui interrompent çà et là les côtes du Coniacien et du Campanien; mais, étant donné la topographie actuelle, toute tentative de ce genre serait vraiment trop conjecturale.

On peut toutefois essayer de fixer l'âge approximatif de la désorganisation du réseau hydrographique conséquent; les seuils qui séparent l'Euche, la Ruche et la Pude supérieure des cours d'eau plus anciens, d'orientation Nord-Est-Sud-Ouest, se trouvent situés au-dessous des surfaces d'érosion préstampiennes qui atteignent ici 210-220 mètres d'altitude; ils coïncident presque tous avec le niveau d'érosion mio-pliocène, vers 180 mètres environ au-dessus du niveau de la mer. On peut donc considérer qu'ils ont cessé d'être suivis par des cours d'eau à la suite de la reprise d'érosion qui a succédé à la formation de la surface d'érosion mio-pliocène. Le réseau subséquent actuel date par conséquent de la fin du Pliocène et du début du Quaternaire.

Quoi qu'il en soit, on doit constater, une fois de plus, que l'établissement du réseau hydrographique actuel, qu'il soit adapté ou non au relief structural, n'implique en aucune façon la nécessité d'un remblaiement préalable recouvrant côtes, buttes-témoins et « Pays de Bray ». Le paysage topographique périgourdin s'explique aisément par une évolution normale du relief, avec des pauses et des reprises plus ou moins violentes de l'érosion au cours du Tertiaire et du Quaternaire, mais sans retour en arrière par suite d'une vaste fossilisation des formes structurales et cycliques sous une épaisse couverture de dépôts d'origine alluviale. On peut simplement donner des âges différents aux divers aspects du relief et admettre que certains cours d'eau secondaires, comme l'Euche et la Belle, sont plus récents que les cours d'eau principaux, la Nizonne et la Dronne, et ne se sont dessinés qu'à la fin de l'ère tertiaire.

4. *Le dôme de Chancelade* est assez peu marqué; c'est un simple pointement de calcaire provencien comme autour de Brantôme, mais d'une étendue fort moindre, puisqu'il n'atteint pas 3 kilomètres de longueur et à peine 1 kilomètre de largeur. Il suffit cependant à créer autour de lui quelques formes de relief dissymétriques, en auréoles plus ou moins continues, comme dans le Pays de Bray. C'est d'abord le Coniacien qui constitue toute une série de hauteurs escarpées encadrant les vallées qui convergent vers Périgueux. Il se dresse au-dessus du faubourg de l'Arsault, à l'Est de Périgueux et au Sud de Saint-Georges où on l'exploite comme pierre de taille. Au Pas-de-l'Anglais, à 6 kilomètres à l'Ouest de Périgueux, en un point où l'Isle vient le frôler d'une harmonieuse courbe de méandre, et dans la vallée de la Beauronne où il détermine des abris sous roche, jadis fréquentés par les hommes du Paléolithique supérieur, il détermine de grandioses encorbellements de roche grise ou blanche.

Si l'auréole du Coniacien est assez continue autour du dôme provencien de Chancelade, celle du Campanien supérieur est interrompue par les larges brèches des vallées de l'Isle, de la Beauronne et du Manoir. Elle ne subsiste que sur les hauteurs plus ou moins dissymétriques de la Chapelle-Gonaguet et de Vergnias, au Sud-Est de Biras, de Champeevinel, au Nord-Ouest de Périgueux et au Sud de la vallée de l'Isle, sur les collines qui dominent Bassillac, qui portent Coulouniex et que la côte de la Rampinsolle, au Sud de Périgueux, escalade par de vigoureux lacets.

Ainsi, réduite à deux séries de côtes, dont la seconde est fortement démantelée, le « Pays de Bray », créé autour de Chancelade par le soulèvement du calvaire provencien, n'en dessine pas moins autour du confluent de l'Isle et de la Beauronne, et en particulier autour de Périgueux, un large amphithéâtre de collines. L'Isle, et même la Beauronne, traversent ces accidents structuraux sans en être sensiblement affectées dans leur orientation. Comme la Dronne à Brantôme, elles conservent, l'une et l'autre, une direction conséquente; la Beauronne seule, en traversant les roches dures du Provencien, s'infléchit du Sud-Ouest vers le Sud et le Sud-Est. Peut-être est-ce là l'origine d'une future vallée subséquente qui se raccorderait, par captures successives, aux fragments des ravins de

Merlande et de Tamisier pour donner, avec la Donzelle de Bussac, une coupure orientée comme l'Euche, du Nord-Ouest au Sud-Est.

5. *Le dôme jurassique de Saint-Cirq-Saint-Cyprien.* — Sur les rives de la Vézère et de la Dordogne, le dôme jurassique de Saint-Cirq-Saint-Cyprien est d'une structure assez complexe; en réalité, il comprend une série de trois bombements alignés selon l'axe de l'anticlinal qui leur a donné naissance : le premier, au Nord-Ouest, fait surgir des calcaires virguliens près du village de Saint-Cirq; le second, dans le vallon de la Redonde, au Sud de Campagne, laisse apparaître à travers le Crétacé une étroite bande de Portlandien; enfin le troisième, et le plus étendu, détermine, de part et d'autre de la Dordogne, à l'Ouest de Saint-Cyprien, l'apparition d'importantes masses de marnes virguliennes coiffées de calcaire portlandien. Ce dernier dôme constitue en fait l'extrémité septentrionale du vaste anticlinal jurassique de Daglan-Saint-Pompon; il n'en est séparé, dans la région de Veyrines de Dôme, que par un ensellement tectonique où se sont conservés des sédiments crétacés (carte X).

Mais ces trois dômes sont trop rapprochés pour qu'il soit utile de les analyser successivement. D'ailleurs, la plupart des auréoles crétacées les entourent tous les trois sans les isoler. C'est un Pays de Bray un peu complexe quant au fond, mais dont le pourtour ne s'écarte pas des données classiques. Si des perturbations surgissent çà et là, c'est, comme on va le voir, pour d'autres causes. Ainsi, les escarpements du Provençien, qui encadrent le pointement virgulien de Saint-Cirq et dominant la vallée qui s'allonge au Sud-Est de Campagne, se poursuivent à l'Est de Saint-Cyprien, vers Castel et le long de la colline de Bézenac au-dessus de la large vallée de la Dordogne. Ils forment ainsi comme une demi-couronne au Nord-Est des trois dômes jurassiques. Mais, au Sud-Ouest, ils n'apparaissent plus, car, dans cette direction, une faille fait plonger brusquement les terrains crétacés au pied des terrains jurassiques et les strates provençiennes enfouies ne jouent plus aucun rôle dans la topographie. La tectonique intervient ainsi brutalement pour modifier un paysage qui pourrait se rapprocher sans cela du type normal (fig. 5).

La seconde côte, constituée par le Coniacien supérieur, ne joue pas un plus grand rôle que le Provençien au Sud-Ouest des dômes de Saint-Cirq-Saint-Cyprien; elle ne dessine d'escarpements que très localement à l'entrée du vallon de la Redonde, au Sud de Campagne et au pied du château de Monsec près de Mouzens [5]; partout ailleurs, elle est effacée par l'influence de la faille. En revanche elle prend beaucoup plus d'ampleur sur le pourtour Nord-Est du « Pays de Bray » sarladais. Ses escarpements dominent ceux du Provençien auprès de Saint-Cirq et les relaient sur les rives de la Vézère avant d'atteindre les Eyzies. Ils constituent les crêtes les plus élevées de Lussac, de Grand-Castang et de Tézac près de Meyrals. De Saint-Cyprien on les voit couronner la colline de Bézenac avant de former les splendides « falaises » qui se mirent dans les eaux claires de la Dordogne à Beynac (photo XXXI). Les hauteurs qui dominent Fayrac et Castelnaud leur appartiennent également; mais ils disparaissent à l'Est de la Chapelle-Péchaud, rasés par les niveaux cycliques

tertiaires à cause de l'altitude où les avaient portés les mouvements tectoniques de l'anticlinal de Saint-Cyprien.

Enfin, la troisième auréole dépend d'un complexe de strates calcaires assez dures, appartenant soit au Campanien supérieur, soit au Maestrichtien inférieur. Contrairement aux deux précédentes, elle n'existe pas sur le pourtour nord-oriental du dôme de Saint-Cyprien. On n'en retrouve les abrupts que sur la face sud-occidentale, dans les croupes de Muscle et de Mouzens qui descendent du Signal de Saint-Georges, constituées sous les dépôts tertiaires par un bloc dissymétrique de Dordonnien, le front étant tourné vers le Nord-Est et le revers vers le Sud-Ouest. D'autres escarpements des mêmes horizons surgissent à l'Ouest du Bugue, à Limeuil, à Bigaroque, près de la Dordogne; mais il serait vain de les considérer comme une auréole parfaite : le jeu des vallées et les variations de faciès y apportent trop de perturbations (fig. 5).

Le réseau hydrographique qui a façonné ce Pays de Bray en plein Sarladais, sur les rives de la Dordogne et de la Vézère, ne s'est adapté à la structure que dans ses plus infimes détails. Quelques vallons, abandonnés maintenant par les eaux courantes, s'orientent du Sud-Est au Nord-Ouest, tel celui de la Redonde au Sud de Campagne et de Péchalifour au Sud-Est de la même localité; des vallées plus importantes ont également subi, dans une partie de leur cours, l'influence du dôme jurassique : les ruisseaux de Journiac et de Manaurie, sur la rive droite de la Vézère, s'orientent du Nord-Ouest au Sud-Est et le cours inférieur du Céou, de Daglan à Castelnau, s'est établi sur le flanc Nord-Est de l'anticlinal.

Mais, à vrai dire, ce ne sont là que des exceptions. Les grands cours d'eau accusent à peine la traversée des dômes de Saint-Cyr et de Saint-Cyprien. Sans doute, comme on le verra dans l'étude des vallées, le profil transversal de la vallée de la Vézère, et surtout celui de la Dordogne, sont modifiés par l'influence des strates calcaires traversées. Mais la direction générale des cours d'eau n'est pas modifiée. Dordogne et Vézère appartiennent à l'une des plus vieilles générations des cours d'eau du Périgord; elles se sont établies sur la surface d'érosion éocène et en ont gardé l'empreinte dans leur tracé longitudinal. Par contre, les petits ruisseaux de Manaurie et de Journiac, les vallons de Péchalifour et de la Redonde sont d'une génération plus récente. Ils se sont créés avec l'apparition des reliefs structuraux, dans des vallées monoclinales, aux dépens des couches tendres, au pied des escarpements calcaires du Coniacien ou du Provençien. Les seuils qui les isolent, étant situés à 200-210 mètres d'altitude, appartiennent ici à la surface d'érosion préstampienne; ils ont cessé de servir de passage à des cours d'eau pendant la reprise d'érosion qui sépare le niveau préstampien du niveau mio-pliocène; les vallées subséquentes de Manaurie, de Journiac, de Péchalifour et de la Redonde ont donc commencé à se creuser du Stampien au Burdigalien pour prendre toute leur ampleur à la fin du Pliocène et au début du Quaternaire.

6. *Le dôme virgulien de Sauveterre-la-Lémance.* — Il existe bien d'autres dénivellations tectoniques créatrices de reliefs dissymétriques en Périgord. Ainsi, autour de Clermont-de-Beauregard, le Campanien soulève

le Maestrichtien et on pourrait signaler, çà et là, à Saint-Martin-des-Combes, ou autour de Saint-Marcel, un rudiment de cuesta appartenant au Dordonien moyen [6]. Mais le bombement est à trop grand rayon de courbure, la pente des couches géologiques est trop faible et surtout la résistance des différents horizons du Campanien et du Dordonien à l'érosion est trop égale pour qu'il y ait formation de dépression subséquente et de côte monoclinale.

Par contre, tout à fait au Sud du Crétacé périgourdin, aux limites septentrionales de l'Agenais, le dôme virgulien de Sauveterre-la-Lémance entraîne l'apparition d'un nouveau petit « Pays de Bray » (carte X et fig. 22). Les calcaires marneux, blanchâtres ou gris bleu du Kiméridgien supportent une double auréole d'escarpements crétacés : ceux de l'Angoumien et du Coniacien. Le Provencien ne joue plus qu'un rôle effacé dans la topographie à cause d'un important changement de faciès : tous ses horizons deviennent plus ou moins marneux en se rapprochant des grandes profondeurs du géosynclinal aquitain. Au contraire, les corniches de l'Angoumien soulignent, autour de Saint-Front et de Sauveterre, une série de croupes au profil hardi; elles portent plusieurs hameaux : Péchandpail, Laborie, etc., à 190-220 mètres d'altitude absolue.

Presque immédiatement en arrière, se dressant à 240-250 mètres, les escarpements coniaciens, autour de Blanquefort, sous les hameaux du Sardailoux, du Claux et de Pech-Méjà. Mais, sous l'influence des mouvements tectoniques, ces escarpements s'abaissent vers le Nord-Est et le Sud-Ouest. A Sauveterre, où ils portent les ruines d'un vieux château féodal, ils n'atteignent plus que 210 mètres et, au Nord de Saint-Front, ils culminent à 190 mètres. De sorte que la boutonnière de Sauveterre-la-Lémance, à double côte, est de dimensions assez réduites, mais de forme régulière. En longueur elle ne mesure que 7 à 8 kilomètres et moins de 4 kilomètres en largeur. Mais elle est d'une très grande netteté et, si ce n'était les profondes vallées quaternaires qui en ont défoncé le centre et altéré ainsi les lignes essentielles, elle pourrait figurer au nombre des Pays de Bray les plus classiques.

La Lémance, en coupant le dôme virgulien de Sauveterre, est à peine déviée de son cours conséquent par l'influence de la structure. Comme elle traverse les auréoles dans le sens de leur plus grande longueur, on peut admettre qu'elle a créé ainsi une vallée subséquente, d'abord au pied de la côte coniacienne, puis au pied de la côte angoumienne, avant de s'enfoncer de plus de 80 mètres dans le substratum jurassique. Ses affluents de droite et de gauche, de direction oblique, ont entamé, par érosion régressive, les strates tendres du Coniacien inférieur très marneux, obligeant ainsi les couches supérieures plus dures à reculer; puis ils ont attaqué les terrains tendres et hétérogènes du Provencien, de l'Angoumien inférieur et du Virgulien, laissant plus ou moins en surplomb les bancs compacts de l'Angoumien supérieur. Et, sous cette attaque, peu à peu, les fronts des deux séries de côtes crétacées ont reculé vers le pourtour de la boutonnière où ils forment maintenant une série de collines à double rupture de pente. Mais nulle part dans le façonnement de ce relief dissymétrique aux lignes nettes et pures, n'apparaît la moindre trace de rem-

blaient. Il n'y a eu fossilisation par le Sidérolithique que de la pénéplaine éocène qui culmine dans la région vers 260 mètres d'altitude absolue. C'est à partir de ce niveau que, par étapes, séparées par des pauses, a été sculpté le relief actuel sans que l'on puisse invoquer, à l'aide de faits précis, un arrêt suivi d'une grande accumulation de dépôts meubles, sables, argiles ou graviers, masquant un relief structural déjà nettement différencié [8].

CONCLUSION SUR LES RELIEFS DISSYMMÉTRIQUES DU PÉRIGORD CRÉTACÉ.

Avec la boutonnière de Sauveterre-la-Lémance se termine l'étude des divers « Pays de Bray » périgourdiens. Si on les groupe dans une vue d'ensemble avec les lignes de côtes qui jalonnent la bordure orientale et méridionale des terrains crétacés, on peut aboutir à un certain nombre de conclusions précises sur les reliefs dissymétriques du Périgord :

1° L'apparition dans le paysage de formes monoclinales extrêmement variées : côtes, buttes-témoins, escarpements en amphithéâtre, montre combien les reliefs structuraux sont sensibles aux influences des mouvements tectoniques et combien aisément l'érosion différentielle est parvenue à mettre en valeur la moindre variation de faciès, latérale ou verticale, dans les horizons des étages crétacés.

2° L'analyse minutieuse de très nombreux reliefs monoclinaux et de leurs relations avec le réseau hydrographique actuel prouve qu'il n'est pas nécessaire, du moins en Périgord, de faire intervenir, pour expliquer le tracé capricieux des cours d'eau par rapport aux côtes, une période de remblaiement fossilisant le relief structural et favorisant l'établissement d'un nouveau réseau hydrographique surimposé et susceptible par la suite de débayer le manteau des dépôts meubles et d'attaquer, par épigénie, sous n'importe quel angle, côtes et boutonnières. Au contraire, si l'on admet l'œuvre très active de l'érosion obséquente sapant les couches tendres sous les couches dures, soutirant de sous les strates calcaires les terrains marneux ou argileux, grâce à de fortes périodes de pluviosité et à d'abondantes infiltrations, on comprend aisément comment se sont dessinés les escarpements du Coniacien, du Provencien et de l'Angoumien autour des « Pays de Bray » de Chapdeuil ou de Sauveterre-la-Lémance : mal soutenus, des blocs se sont détachés selon le jeu des plans de stratification, des diaclases et des fissures, et des corniches sont alignées le long des collines.

3° Enfin, si l'on groupe sur une carte les côtes du Crétacé vers le Limousin et vers le Causse avec les divers accidents monoclinaux qui entourent les dômes jurassiques de Mareuil, de Chapdeuil, de Saint-Cyprien et de Sauveterre-la-Lémance, on constate que les escarpements des calcaires turoniens ou sénoniens se répartissent en longues bandes parallèles, comme dans un relief plissé jurassien. Mais, au lieu de constituer des « monts » avec les anticlinaux et des « vals » avec les synclinaux, en règle générale les synclinaux couronnent les hauteurs tandis que les anticlinaux défoncés sont traversés par des dépressions subséquentes. On est

donc en présence de très fréquentes inversions du relief et ce n'est pas un relief jurassien qu'évoquent les accidents structuraux du Périgord, mais plutôt un relief appalachien (carte X).

En effet, si l'on essaie de rétablir l'évolution des formes cycliques et structurales depuis le début du Tertiaire, c'est à un relief rajeuni que l'on doit attribuer côtes et boutonnières. La pénéplaine éocène avait nivelé presque parfaitement synclinaux et anticlinaux, dômes et cuvettes, supprimant tout relief jurassien, si jamais il y eut relief jurassien en Périgord. Puis, des cycles d'érosion, étudiés dans la première partie de cet ouvrage, attaquèrent et démantelèrent la pénéplaine éocène. Sous l'influence de cette offensive des forces d'érosion, les strates tendres s'évidèrent, les strates dures furent mises en relief, et le dessin des corniches, des escarpements, des buttes-témoins et des côtes refléta de très près les influences de la tectonique : le relèvement des couches géologiques vers le Nord et l'Est favorisa la formation de cuestas que l'on suit de Connezac, dans le Nontronnais, à Puy-l'Evêque, sur les bords du Lot. Les brachyanticlinaux donnèrent naissance à des escarpements en auréoles plus ou moins allongées, comme dans le Pays de Bray, tandis que les cuvettes s'entouraient, comme une forteresse, d'une ceinture de corniches. Au lieu d'analyser des boutonnières, on aurait pu, tout aussi bien, procéder par l'étude des synclinaux ou des cuvettes synclinales perchées; mais les exemples auraient été moins nets et moins classiques que les dômes de Chapdeuil ou de Sauveterre.

Au contraire, en limitant l'étude des reliefs monoclinaux aux soulèvements des axes des anticlinaux qui affectent le Crétacé périgourdin, on voit les côtes et les boutonnières s'aligner du Sud-Est au Nord-Ouest selon les directions sud-armoricaines déjà relevées dans l'étude de la répartition des terrains sédimentaires de la région. Les anticlinaux de Thenon, Brantôme et Mareuil, de Saint-Cyprien, Périgueux et la Tour-Blanche, de Sauveterre-la-Lémance, Trémolat et Clermont-de-Beauregard, sont ainsi jalonnés, entourés ou bordés, selon le cas, de côtes ou de « Pays de Bray ». On pourrait également, pour mieux expliquer la répartition de ces accidents structuraux, faire intervenir les ondulations de direction varisque : au croisement de deux anticlinaux correspondrait une boutonnière ou un angle rentrant des côtes; au carrefour de deux synclinaux correspondrait une cuvette perchée ou une avancée des reliefs dissymétriques du Crétacé au-dessus des terrains jurassiques. La carte des reliefs structuraux en Périgord reflète donc celle des accidents tectoniques (cartes VII, p. 113, et X, p. 395).

En résumé, on parvient à découvrir ainsi, à travers les collines du Sarladais et du Ribéraquois, un relief appalachien nettement dessiné. Sans doute n'a-t-il pas la vigueur de celui de la Bretagne orientale, ni, à plus forte raison, de celui du Jura. Cette faiblesse provient de ce que les plis ou les déformations des strates crétacées sont faiblement accentués, que les couches géologiques intéressées sont peu épaisses et surtout que leur structure est mal différenciée; les calcaires les plus durs alternent avec des marnes assez compactes ou même des calcaires presque aussi résistants, de sorte que les dépressions subséquentes sont trop souvent à peine dessi-



Carte X. — RELIEF STRUCTURAL DU PÉRIGORD.

nées. Quoi qu'il en soit, ce serait se condamner à mal comprendre le relief structural périgourdin, à n'y apercevoir que confusion et monotonie, si l'on ne s'efforçait de l'ordonner en fonction des grands mouvements orogéniques qui ont affecté toute la région.

3° LES PLATEAUX ET LE KARST, DU PÉRIGORD CRÉTACÉ.

La description des reliefs monoclinaux ne correspond pas à tous les aspects créés par la structure dans les paysages morphologiques périgourdins; il faut y introduire encore des formes qui ne rentrent pas dans la catégorie des buttes-témoins et des côtes; il faut même tenir compte de teintes particulières à chaque horizon géologique. Chaque courbe de colline, chaque surface de plateau ne dépend pas exclusivement des accidents tectoniques et de l'alternance des roches dures et des roches tendres. Chaque terrain, par son faciès, détermine un aspect particulier du relief, lui donne une allure et même une couleur qui permettent de distinguer aisément les collines formées de Campanien de celles qui sont découpées dans le Coniacien et les plateaux du Maestrichtien des coteaux de l'Angoumien.

A ces nuances s'ajoutent les réactions des sédiments calcaires à la dissolution par les eaux chargées de gaz carbonique. Les plus solubles se creusent d'innombrables cavités et deviennent comme des roches cariées aux aspects ruiniformes; d'autres, plus hétérogènes, résistent mieux à la dissolution ou donnent en se décomposant d'abondants dépôts siliceux ou argileux. De sorte, que l'on peut également distinguer dans le Périgord crétacé plusieurs sortes de reliefs karstiques selon la nature de la roche d'origine.

Enfin, la répartition des dépôts tertiaires à la surface des collines ne dépend pas exclusivement de l'érosion subaérienne; le nettoyage ne s'est pas partout opéré avec la même intensité; on peut établir, semble-t-il, quelques relations entre l'abondance des sables oligocènes et pliocènes et la nature des roches sous-jacentes, et là où ces formations superficielles sont demeurées très abondantes, elles modifient sensiblement l'aspect des collines périgourdines.

Il se pose ainsi à propos des plateaux et des coteaux crétacés du Périgord trois séries de problèmes morphologiques relatifs au faciès des sédiments, à leur degré de karstification et à l'épaisseur des dépôts tertiaires.

a) *Les faciès sédimentaires* *et les paysages morphologiques* [24 et 3, 6, 7].

1. *Le Cénomanien et le Ligérien* sont trop peu étendus pour donner de vastes reliefs bien caractérisés; les calcaires grenus et oolithiques du Cénomanien moyen se traduisent autour du dôme de Chapdeuil par des causses grisâtres, couverts de pierrailles, peu différents des mornes coteaux desséchés, découpés dans les calcaires en plaquettes du Portlandien. Les calcaires gélifs ou marneux du Ligérien n'apparaissent qu'à flanc de colline auprès de la Tour-Blanche, au Nord de Quinsac, à l'Ouest de

Sorges et dans la vallée de la Dordogne, à l'Est de Saint-Cyprien; leurs pentes ravinées, aux teintes blanchâtres, résistent mal au ruissellement et se recouvrent à la base de grandes épaisseurs d'éboulis; des genévriers et des chênes rabougris retiennent çà et là des amas de pierrailles désagrégées par le gel et la dissolution des carbonates de chaux.

2. *L'Angoumien et le Provenzien* sont moins limités que le Cénomaniien et le Ligérien : ils affleurent largement autour de Mareuil, de Chapdeuil, entre Ligeux et Sorges, autour de Saint-Cyprien et à l'Est du Périgord, de Salignac à Gourdon. Leurs bancs de calcaire dur constituent des plates-formes grisâtres, parsemées de murettes et de « cayrous »; la roche en place perce partout un maigre tapis végétal. Des escarpements et des abrupts limitent par endroit ces surfaces presque horizontales; ailleurs elles passent insensiblement à des pentes assez douces, découpées dans les horizons marneux et tendres, mais très perméables des deux étages. Ainsi, les coteaux de Paussac, de Connezac, de Brantôme, de Sorges ou de Saint-Cyprien ont un aspect tourmenté, des lignes brisées, un cachet d'âpreté dus à la structure même des calcaires durs ou tendres, fragmentés ou compacts, en bancs épais ou en plaquettes, que le gel, le ruissellement, la dissolution ou les racines des arbres désagrègent et transforment en corniches ou en amas de blocs grisâtres.

Toutefois, il convient de tenir compte des variations latérales dans ces terrains sédimentaires de l'Angoumien et du Provenzien. Si, au Nord-Ouest du Périgord, les horizons marneux s'opposent nettement aux horizons calcaires et dolomitiques, au Sud-Est, dans le Sarladais, les faciès deviennent plus uniformes et plus détritiques, gréseux et sableux. Aussi, entre Salignac et Carlux, les sédiments angoumiens et provenziens, qui couronnent les marnes jurassiques du Virgulien, ne donnent-ils que des collines aux lignes adoucies, sans escarpements vigoureux, sans rupture brusque le long des versants des vallées.

3. *Avec le Coniacien supérieur*, constitué de calcaires jaunes, épais d'une cinquantaine de mètres et exploités pour pierre de taille, le paysage morphologique reprend de son âpreté et de sa rudesse. Les calcaires coniaciens dominent surtout dans le Sarladais, autour de Salignac, le long de la Dordogne, entre Carlux et Beynac, sur la Vézère, de Montignac aux Eyzies; puis aux alentours de Villefranche-du-Périgord et aux limites septentrionales de l'Agenais, vers Blanquefort et la Chapelle-Biron. On les retrouve encore dans le Nord-Ouest de la région, le long de la Dronne, entre Brantôme et Bourdeille et vers le pays des Charentes, par la Chapelle-Montabourlet, Goûts-Rossignols et Blanzaguet-Saint-Cybard (photo XXVI).

Presque partout cette roche très dure manifeste sa présence par des croupes aplanies et des plates-formes presque tabulaires, d'origine structurale, par des collines aux teintes grisâtres, avec des contours heurtés et des abrupts qui tombent verticalement sur le fond des vallées encaissées. Çà et là, les argiles de décalcification, mises à jour par les labours, font des taches rougeâtres. Mais ce sont les landes à genévriers, parsemées de tas de pierres et sillonnées de murettes, les boqueteaux de chênes et sur-

tout de chênes-verts, en Sarladais, qui dominent et qui contribuent à accroître l'âpreté du paysage.

C'est surtout entre Montignac, les Eyzies et Gourdon que les calcaires du Coniacien supérieur prennent toute leur ampleur et leur rugosité. En effet, tandis qu'au Nord du Périgord ils reposent sur des marnes crayeuses assez dures, au Sud-Est de la région, le Coniacien inférieur est constitué par des argiles tendres qui contribuent, par leur faible résistance à l'érosion, à accroître la vigueur des escarpements qui les surmontent et à favoriser les éboulements de rochers le long des pentes.

Dans l'ensemble, partout où affleurent les trois horizons calcaires de l'Angoumien, du Provencien et du Coniacien, les collines périgourdines prennent un caractère sévère dû aux lignes heurtées d'une topographie tourmentée.

4. *Les marnes, les sables et les grès calcaires du Santonien.* — Les divers horizons du Santonien sont beaucoup plus variés, beaucoup plus hétérogènes et, dans l'ensemble, plus tendres que ceux du Coniacien ou de l'Angoumien, aussi introduisent-ils dans les collines périgourdines des formes plus adoucies, plus effacées que celles des étages crétacés inférieurs.

Les grès et les marnes du Santonien dominent au Nord-Ouest du Périgord, entre Bourdeille et Agonac; mais c'est surtout au Sud-Est de Périgueux et dans le Sarladais qu'ils couvrent de vastes surfaces au-dessus des escarpements du Coniacien et autour des vallées de la Beune et du ruisseau de Plazac, affluents de la Vézère (photo XV).

Leur présence confère au paysage des teintes variées qui vont du blanc crayeux au gris foncé; les ravinements des pentes, auprès de Rouffignac et de Plazac, apparaissent comme des traînées blafardes à travers les boqueteaux de chênes et les landes à genévriers et, dans l'ensemble, les couleurs du paysage rocheux sont moins sombres que sur le Coniacien.

Les collines découpées dans les marnes et les calcaires arénacés du Santonien s'opposent par leur relief mou aux rudes escarpements de l'Angoumien et du Provencien : les lignes du relief s'adoucissent, tendent même à prendre des profils convexes vers le ciel comme dans les « downs » des terrains crayeux sur les bords de la Seine. Ça et là, une lentille calcaire plus dure fait apparaître un abrupt de quelques mètres de hauteur, mais il ne tarde pas à s'effacer par suite du passage latéral des calcaires à des marnes.

Cependant, le Santonien périgourdin est loin d'avoir la tendre consistance des mollasses tertiaires de l'Agenais; si les coteaux qui en sont formés n'ont pas les rigides contours des plateaux et des collines du Causse périgourdin, leurs pentes, couvertes de pierrailles, de « cayrous » et de murettes sèches, conservent une assez forte inclinaison et ne portent pas trace de glissements comme on en trouve en si grand nombre sur les versants des vallées de la Gascogne mollassique.

5. *Le Campanien.* — Les calcaires plus ou moins crayeux du Campanien, coupés de bancs de silex très durs, s'étendent au Nord-Ouest de la Dronne, de Montagrièr aux limites du Périgord sur la Nizonne. On les

retrouve, entre la Dronne et l'Isle, sur les hauteurs de Puy-de-Fourche et en bordure de la Double, de Saint-Astier à Toscane-Saint-Apre, à Ribérac et jusqu'auprès de la Roche-Chalais. Les sédiments campaniens dominent encore au Sud de Périgueux, le long de la vallée du Vern et sur les collines qui entourent le Manoir, jusqu'au delà de Rouffignac.

Leur présence ne passe jamais inaperçue dans le paysage. Elle lui confère des teintes blanchâtres, semblables à celles que le même étage impose aux savarts de la Champagne pouilleuse; c'est particulièrement net autour des hauteurs de Puy-de-Fourches où les monticules des calcaires crayeux du Campanien se détachent en gris clair, presque blanc, au-dessus des bois sombres et des pierrailles noirâtres du Santonien et du Coniacien. De même, les calmes horizons de Verteillac et de Ribérac lui doivent leurs couleurs claires, presque laiteuses, et les champs eux-mêmes, avec leurs terres arables presque blanches, se détachent mal des landes pâles qui recouvrent les pentes où la roche affleure à la surface du sol.

Dans le Campanien crayeux, les collines affectent nettement le profil en « down » que l'on a vu s'esquisser dans le Santonien subcrayeux. On peut en signaler des exemples typiques tout le long de la vallée du Vern, en particulier autour de Grignols, de Grun et de Vergt (photo XXV). Ce profil s'explique, semble-t-il, par la perméabilité de la roche dans la partie supérieure des collines et par l'accumulation des éboulis au bas des pentes. Sans doute, le Campanien est-il moins perméable que les calcaires du Jurassique et même du Coniacien; néanmoins, le ruissellement est fortement atténué par les infiltrations qui se produisent à la partie supérieure des coteaux et l'érosion superficielle en est réduite d'une manière appréciable. Ainsi, la courbe du relief, au lieu d'être concave par suite du creusement de multiples ruisselets, conserve une allure convexe, sans atteindre cependant aux lignes verticales des escarpements sculptés dans les calcaires plus durs et plus fissurés du Provencien et du Bajocien.

Si, vers le haut des collines, il y a une insuffisance de l'érosion, dans le bas il y a excès d'accumulation; les débris de la roche crayeuse, détachés par le gel et la dissolution chimique, glissent aisément le long des pentes vives et s'accumulent au pied des coteaux en les remblayant partiellement [36]. Ces dépôts de remblaiement sont particulièrement abondants dans les vallons secs de Notre-Dame-de-Sanilhac et dans la vallée du Vern, de Pont-Romieu à Grun, dans la section où le ruisseau se perd dans les calcaires du substratum. En effet, dans ces dépressions, les eaux courantes n'agissent plus pour entraîner les débris des pentes, et argiles et rocailles s'accumulent au pied des collines. En beaucoup d'endroits ces dépôts présentent les caractères des nappes de solifluction avec leurs plaques de calcaire inclinées vers la vallée et leurs éléments crayeux placés dans un inextricable désordre, sans trace de stratification.

Ainsi s'explique le profil arrondi et les pentes assez vigoureuses des coteaux blanchâtres qui encadrent les vallées et les vallons à l'Ouest et au Sud de Périgueux, autour de Vergt et de Ribérac. Toutefois, il convient de ne pas négliger quelques variations latérales. Au Nord de la Dronne, vers Montagnier et Grand-Brassac, le Campanien est couronné par un horizon de grès rose très dur; peut-être est-ce la base du Dordonien. Quoi

qu'il en soit, ce grès rose altère le profil en « down » des collines du Ribéracois et crée, au sommet des coteaux qui entourent Montagnier et Grand-Brassac, des esquisses d'escarpement. En revanche, au Sud de Périgueux et sur les rives de la Dordogne, partout où affleure le Campanien, les strates riches en silex, plus épaisses et plus dures que dans le Nord du Périgord, déterminent des ruptures de pente sur les versants des coteaux et des encorbellements le long des escarpements blanchâtres qui dominent les cours d'eau au-dessus des rives concaves des méandres.

6. *Le Maestrichtien ou Dordonien.* — Avec le Maestrichtien, à qui l'on devrait conserver l'appellation de Dordonien à cause de l'important développement qu'il prend sur les rives de la Dordogne, reparaissent les reliefs âpres et rugueux. Dans les divers horizons de cet étage dominant en effet des calcaires gréseux, oolithiques et dolimitiques, fréquemment utilisés comme pierres de taille et que l'on pourrait confondre avec des horizons semblables du Coniacien.

Le Maestrichtien est assez bien délimité en Périgord. On n'en trouve que quelques lambeaux autour de Ribérac, soit au Nord de la Dronne, soit au Sud, en bordure de la Double. Mais c'est surtout entre Mussidan et Cadouin, autour des vallées de la Crempse, du Caudeau, de la Dordogne et de la Couze que le Maestrichtien prend toute son ampleur et atteint plus de 100 mètres d'épaisseur.

Partout où il affleure, il détermine des collines aux lignes heurtées, avec des escarpements aux aspects ruiniformes, des pentes raides, sèches, parsemées de rocailles; çà et là, un ravinement couvert d'argile ou un maigre champ fraîchement labouré forment une tache rougeâtre au milieu des landes grises et sombres, ponctuées de genévriers. C'est l'aspect des Causses rêches et desséchés du Coniacien dans le Sarladais que l'on retrouve autour de Sainte-Alvère et de Bourniquel, avec cependant un peu moins d'ampleur, car les altitudes sont moins élevées de 50 à 100 mètres, les vallées moins profondes et les pentes des coteaux moins vives.

CONCLUSION.

Ainsi, les divers étages et horizons du Crétacé moyen et supérieur impriment aux collines périgourdines des formes et des teintes variables; il suffit d'une course rapide à travers la région pour distinguer les horizons clairs du Campanien des horizons plus sombres et plus sévères du Coniacien, pour opposer les reliefs âpres et rudes de l'Angoumien et du Provençien aux reliefs plus doux du Santonien et du Ligérien.

Mais ces paysages, déterminés par les affleurements des calcaires, des grès et des marnes du Crétacé couvrent rarement de vastes étendues; ils ne dominant qu'en deux régions du Périgord, au Nord-Ouest dans le Ribéracois et au Sud-Est autour de Sarlat. Encore sont-ils fréquemment masqués en ces deux régions par des dépôts superficiels, argiles de décalcification, sables d'origines diverses. Partout ailleurs, ils n'apparaissent qu'en bordure des vallées, sur les pentes où le ruissellement les nettoie de toute couverture superficielle. Dans l'intérieur des plateaux et des collines, ils

disparaissent sous d'épaisses couches de sidérolithique, de sables oligocènes et pliocènes, de résidus argileux et sableux provenant de la décalcifcation des calcaires sous-jacents. Ces dépôts suffisent à modifier considérablement le paysage du Périgord crétacé; aux plateaux couverts de landes et de « garrissades » du Quercy ils font succéder des collines cachées partiellement sous des bois touffus de pins et de châtaigniers.

C'est cette abondante végétation qui distingue si vigoureusement le Périgord crétacé du Causse jurassique. Le contraste provient de l'absence sur le Causse et de la présence sur le Périgord d'une couverture de sables et d'argile, apportée en grande partie du Massif Central vers le Bassin Aquitain. Aussi avant de décrire les paysages morphologiques dus à ces dépôts tertiaires, convient-il d'en expliquer la présence sur les calcaires crétacés. Pourquoi s'y sont-ils maintenus tandis qu'ils disparaissaient en très grande partie de la surface des calcaires jurassiques? C'est ce qu'on peut expliquer en étudiant le problème de la karstification en Périgord.

b) *Le karst périgourdin.*

Comme toutes les régions calcaires, le Périgord crétacé a été soumis à l'érosion karstique. Dans le relief actuel on relève les formes classiques dues à l'érosion, mais également on peut déceler, çà et là, des accidents morphologiques dus à un phénomène rarement mis en valeur : l'accumulation karstique. Dans la description du relief karstique, on doit donc distinguer les formes d'érosion et les formes d'accumulation.

A. *Les formes d'érosion* sont de beaucoup les plus nombreuses et les plus importantes; on peut les grouper en quatre catégories selon leur aspect et leur répartition : les vallées sèches, les « crozes », les grottes et les pechs.

1. *Les vallées sèches*, souvent appelées « combes » par les gens du pays, sont particulièrement nombreuses dans les calcaires angoumiens, provençiens et coniaciens du Ribéracois et du Sarladais et dans les grès et calcaires dolomitiques du Maestrichtien autour de Sainte-Alvère (photo XXVII).

Sans être aussi profondes et aussi ramifiées que dans les calcaires jurassiques de Sorges et de Thenon, les vallées sèches que coupe la route de Ribérac à la Rochebeaucourt, ne manquent pas d'ampleur, surtout autour de Goûts-Rossignols dans les calcaires glauconieux et axénacés du Conacien supérieur. De même, autour de Preyssignac, de Grand-Castang et de Sainte-Alvère, les vallons sans ruisseau foisonnent par dizaines entre les coteaux âpres et secs, découpés dans les calcaires en dalles et en plaquettes du Maestrichtien ou Dordonnien.

Presque tous ces vallons offrent les mêmes profils en long et en travers. Quand ils débouchent dans la vallée principale avec laquelle ils confluent, ils sont encaissés et leur fond est remblayé d'argile et de cailloutis calcaires. Les premières pentes sont assez douces dans des terrains marneux, mais vers le haut ces pentes s'accroissent sous l'influence de strates calcaires plus dures. Si l'on suit le vallon, de l'aval vers l'amont, on

constate qu'il s'élève d'abord très lentement, puis, après 3 ou 4 kilomètres, les versants abrupts les plus élevés se rapprochent, ferment le vallon et il faut les escalader pour accéder à une combe large, aux formes mûres et très adoucies, qui se perd lentement au milieu des ondulations des plateaux. Telle est l'allure du vallon de Combe-Jolive que remonte, près de Léguilhac-de-Cercles, la route de Ribérac à Nontron; telle est la forme du vallon des Bouygues au Sud-Est de Saint-Geyrac [12]. On pourrait multiplier les exemples de ces reliefs en creux dans tout le Périgord crétacé et en retrouver de plus nombreux et de plus amples dans les Causses du Quercy, à la Combe de Filhol, près des Mauroux, au Sud de Duravel ou bien à la Combe de Fon-Clar, décrite avec un soin minutieux par M. Clozier dans son étude morphologique du Quercy ([84] et fig. 61).

La plupart de ces vallons secs sont, en réalité, parcourus en profondeur par des ruisseaux souterrains que l'on entend gronder après une violente averse, et il n'est pas rare de voir reparaître, dans la partie la plus encaissée du vallon, au pied de la rupture de pente causée dans le profil longitudinal par les calcaires les plus durs des versants, un ruisseau temporaire après les pluies abondantes de la saison froide. Ainsi, de temps à autre, le ruisseau souterrain reparaît en surface et sa source se déplace vers l'amont.

Comme corollaire de cette circulation souterraine, si fréquente dans les régions karstiques, on peut signaler des pertes de rivières et des résurgences. Le ruisseau de Vergt qui, dans cette localité, débite 2 à 300 litres en moyenne par seconde, disparaît dans sa vallée, à 2 kilomètres en aval, au lieu-dit de Pont-Romieu. Il ne reparaît qu'à 6 kilomètres plus bas, au pied de Grun. Dans l'intervalle, les routes qui traversent la vallée sèche, en particulier la route nationale N° 21 de Paris à Barèges, franchissent le lit sec du ruisseau sur un pont pour éviter les inconvénients des crues qui font reparaître en hiver le ruisseau à l'air libre.

Dans son cours supérieur, en amont de Monpazier, le Dropt se perd dans les calcaires du Coniacien et sa disparition est assez récente puisqu'elle date du creusement du tunnel du Got pour la voie ferrée de Périgueux à Agen. Des sources souterraines, qui alimentaient le cours d'eau, ayant été détournées, le ruisseau devint trop peu abondant et son maigre filet d'eau disparut dans le sous-sol; il ne reparaît qu'au moment des grandes pluies d'hiver.

A ces pertes de rivière vers l'amont correspondent des résurgences vers l'aval sans qu'il soit toujours possible de mettre en relation les deux phénomènes; il est certain que les sources qui reconstituent le Vern au pied de Grun sont alimentées par les pertes de Pont-Romieu. Mais d'où proviennent les importants débits de la Doux près du Bugue, de la Fontaine-du-Soucy, près de Lalinde, et de Creysse, près de Bergerac? Certes, c'est la réapparition à l'air libre de cours d'eau souterrains qui sillonnent le sous-sol des « combes ». Ainsi, au Puch, dans la commune de Trémolat, une source d'eau très pure et tiède surgit au pied même de la rupture de pente qui sépare une « combe » mûre à l'amont d'une vallée encaissée vers l'aval. Mais de désagréables surprises attendent parfois les usagers de ces sources quand ils veulent les aménager; en obturant l'orifice avec des

pierres et des sacs pour nettoyer le bassin de la fontaine, ils refoulent l'eau dans les conduits souterrains et des circuits nouveaux peuvent s'établir, des siphons se mettre à fonctionner, de sorte que l'eau ne revient pas toujours aussi abondante qu'auparavant dans la cavité nettoyée. C'est ce qui s'est produit, voilà une cinquantaine d'années pour la fontaine du Puch, sans qu'il ait été possible de repérer le nouvel orifice des eaux détournées de leur ancienne source.

D'autres faits prouvent les relations étroites entre ces cours d'eau souterrains et le réseau des combes. Au moment des pluies d'orage on entend parfois dans le sous-sol des bruits de cascade. Quand un fermier veut creuser un puits ou établir une mare ou une « serbe » pour alimenter son bétail en eau, il choisit toujours dans une combe un point situé au-dessus du cours d'eau souterrain, révélé à la surface du sol par des traces d'humidité ou une végétation plus fournie, à moins qu'il n'ait recours aux lumières d'un sourcier ou, ce qui est mieux, d'un bon géologue.

Mais, en définitive, on peut affirmer que tout le réseau subaérien des « combes » et des vallons du Périgord crétacé est en relations étroites avec un réseau souterrain de cours d'eau permanents ou temporaires. Cette concordance a son importance et permet d'établir une explication logique de la formation des vallées sèches du Sarladais et du Ribéracois et, par généralisation, des vallées sèches des Causses en général.

2. *Les « crozes »*. — Les lieux-dits appelés « crozes » sont fréquents dans le Périgord crétacé : on peut signaler au hasard le hameau de la Croze dans la commune de Léguilhac-de-Lauche, l'écart de la Croze dans la commune du Coux, et l'on multiplierait les exemples à travers tout le Périgord si l'on ajoutait les champs, les landes et les bois que l'on désigne par ce mot.

D'ordinaire, le mot « croze », dérivé de « cro » ou trou, correspond à une dépression terminée dans sa partie la plus basse par un puits naturel, ouvert ou obturé, et par où s'écoulent les eaux de pluie dans les profondeurs du sol. C'est donc l'équivalent des « cloups » du Quercy, des « igues » du Jura et des dolines des Grands Causses; le puits est tout simplement un « aven ».

Sans doute, les « crozes » du Périgord n'ont pas l'ampleur des dolines du Causse; elles ne dépassent guère 50 mètres de diamètre et 10 mètres de profondeur. Mais elles n'en sont pas moins un élément du relief et leur nombre ne permet guère de les négliger. Elles sont particulièrement abondantes dans les horizons inférieurs du Campanien, entre la forêt Barade, à l'Est, et la vallée de l'Isle, à l'Ouest; on les compte par dizaines dans les bois de Fanlac, de Fossemagne et d'Eglise-Neuve. Les minutes au 1/40.000^e du quart Nord-Est de la feuille de Bergerac en signalent dans tout leur secteur un très grand nombre. Si, ailleurs, elles paraissent moins fréquentes, c'est en partie parce qu'elles ont été négligées par les officiers topographes. Il est cependant possible d'en découvrir dans le Dordonien, autour de Saint-Amand-de-Verget, de Sainte-Alvère et de Cause-de-Clérans; dans le Coniacien supérieur du Sarladais, en particulier auprès de Besse et

de Lavaur, à proximité de Villefranche-du-Périgord. Au Nord de Périgueux, le Campanien et le Santonien sont également crevés çà et là par des dolines autour de Puy-de-Fourche et de Rossignols (carte X, p. 395).

Mais, d'une manière générale, les « crozes » coïncident avec les terrains calcaires durs et perméables, favorables aux phénomènes karstiques et, comme on le verra plus loin, leur répartition n'est pas due au hasard, mais demeure liée au dessin des réseaux souterrains et, par conséquent, à celui des vallées sèches.

3. *Les grottes* [195]. — D'ordinaire, les « crozes » communiquent par des avens avec des cavités à l'intérieur des roches calcaires du Crétacé. Mais la règle n'est pas générale; il existe des cavernes, des grottes et des couloirs dans l'intérieur des strates sans communication naturelle avec l'extérieur.

On peut citer, comme exemple du premier cas, le gouffre de Proumeyssac, près du Bugue, dans la commune d'Audrix, ouvert dans les calcaires dolomitiques du Dordonien (fig. 62). Il communique avec l'extérieur par un puits naturel aménagé pour le passage de la benne où prennent place les touristes. Après quelques 5 ou 6 mètres de descente, le puits s'élargit brusquement et une énorme cavité, en forme de bol renversé, s'ouvre dans les calcaires à plus de 60 mètres de profondeur. Elle est dessinée en fonction des strates, son plafond et son plancher coïncident avec des horizons plus durs et moins solubles du calcaire maestrichtien. En somme, Proumeyssac est un Padirac en miniature.

Du second cas on peut citer des exemples très nombreux et décélés soit par l'érosion des cours d'eau, telles les grottes des Eyzies qui s'ouvrent dans les parois des escarpements coniaciens au-dessus de la rivière, soit grâce à des fouilles heureuses effectuées à la suite de quelques indices révélant des cavités en profondeur, telle la grotte de Mauzens-Miremont, dont l'ouverture a été agrandie pour permettre aux visiteurs de pénétrer dans les vastes salles souterraines, découpées entre les dalles des calcaires santoniens.

Mais ce sont plutôt les terrains coniaciens et maestrichtiens qui sont creusés d'innombrables grottes plus ou moins vastes et reliées entre elles par des canalisations souterraines si abondantes que dans les carrières et les escarpements on aperçoit des roches cariées et réduites presque à l'état d'une éponge pétrifiée. Ce sont surtout les régions du Sarladais et du Ribéracois qui sont riches en cavernes et en couloirs. Mais on en rencontre également beaucoup dans la région de Sainte-Alvère. Certaines de ces cavités, aménagées en refuge par les hommes, portent le nom de « cluseaux » ou de « clusels ». Les recherches des archéologues ont permis d'en identifier près d'une centaine en Périgord. Leurs formes, souvent géométriques, paraissent dues à l'intervention humaine, mais en réalité elles reflètent souvent la structure horizontale des couches géologiques.

Ces relations, entre la stratification et le dessin des grottes, entraînent la répartition en étages des phénomènes karstiques du sous-sol; le plafond d'une caverne sert de plancher à la caverne supérieure, les conduits souterrains affectent des formes brisées avec des sections en siphons comme

en a relevé A. Martel à Proumeyssac, près du Bugue, et dans la grotte de Miremont, au Nord des Eyzies.

Si les calcaires du Coniacien supérieur et du Maestrichtien sont si riches en grottes qu'ils en paraissent comme cariés, il n'en est pas de même des horizons marneux ou arénacés du Campanien, du Santonien et du Ligérien; dans les régions où dominent ces roches, autour de Ribérac pour le Campanien, autour de Sarlat pour le Santonien, les grottes et les cluseaux sont rares, les roches tendres se prêtant mal à la dissolution et au maintien de cavités aux parois solides.

4. *Les pechs du Sarladais* (carte XI). — Il existe enfin une dernière forme de relief calcaire que l'on ne peut attribuer qu'à l'érosion karstique; ce sont les « pechs » du Sarladais. Ils sont particulièrement nombreux entre Sarlat et Gourdon, dans les horizons supérieurs du Coniacien. Ils se présentent sous la forme d'une butte arrondie, comme un tronc de cône émoussé et légèrement aplati. Ils ne sont pas répartis selon la disposition du réseau hydrographique, mais ils paraissent liés à des bancs rocheux très durs qui déterminent çà et là des escarpements (photo XXIX).

De larges espaces, qui ressemblent à des bassins ou à de petites plaines, les isolent par groupes : telles sont les plaines de La Canéda, de Hermier et de Braulen, au Sud-Est de Sarlat, et celle de Manobre, au Sud de la Dordogne. Ces étendues basses et planes ne sont pas reliées entre elles par des vallées et leur altitude variable montre qu'elles correspondent plutôt à des surfaces structurales qu'à des niveaux d'érosion.

De semblables reliefs, pareils à des verrues, surgissent au milieu des bois, mais en moins grand nombre, dans la région de Fongalop et de Fontenille, au Sud de Belvès. Ces accidents morphologiques, si inattendus dans une région où les formes du relief s'ordonnent en général selon la hiérarchie des cours d'eau dans les divers réseaux hydrographiques, introduisent dans le Sarladais une note de fantaisie et évoquent, avec des dimensions moindres, les reliefs calcaires en pains de sucre, en cônes et en chicots de la baie d'Along et de Lao-Kay au Tonkin [88].

Leur allure bizarre permet d'établir une théorie particulière de la karstification en Périgord. Mais avant d'aborder l'explication du karst périgourdin, il reste à examiner encore quelques formes d'accumulation karstique.

B. *Les formes d'accumulation karstiques* sont rarement signalées dans l'étude du relief. Elles peuvent jouer cependant, dans le paysage, un rôle appréciable, tels les célèbres dépôts de calcaire de Hamman Meskoutine, en Algérie, et du Parc de Yellowstone, aux Etats-Unis. Quand l'eau, sursaturée de calcaire, surgit à l'air libre ou se brise sur des branchages et des rochers, elle libère une partie du gaz carbonique qu'elle contient et le carbonate de chaux se précipite. Ainsi se forment les stalagmites et les stalagmites des grottes; celles de la grotte de Font-de-Gaume ont à peine recouvert, en dix mille ans, les célèbres peintures pariétales; dans la Grotte du Grand-Roc, elles affectent des formes si bizarres que l'on a pu parler d'une véritable floraison de la pierre. Mais ces concrétions

souterraines n'ont pas de rôle dans le relief, sauf si la grotte est démantelée et si elles apparaissent à l'air libre; il est difficile d'en citer des exemples importants.

Par contre, les dépôts de calcaire, à la sortie d'une source, le long des racines qui bordent le cours d'un ruisseau ou sur les parois d'une chute d'eau, sont fréquents en Périgord; ils constituent souvent des pentes faiblement inclinées au pied des escarpements des Eyzies et de Beynac; leur calcite cimente les pierrailles qui tapissent le fond des abris sous roche. Mais ils ne jouent un rôle très important que dans quelques vallées qu'ils contribuent à remblayer.

On peut prendre comme exemple de cette forme originale de remblaiement la vallée de la Beune qui se jette dans la Vézère, aux Eyzies (fig. 38). Le cours d'eau est formé par la réunion sous Sireuil des Beunes de Tamniès et d'Allas-l'Évêque. En aval du confluent, le fond de la vallée, très plat et marécageux, cache en partie sous ses dépôts les escarpements de Coniacien qui le bordent; le remblaiement est évident et des gisements de silex taillés, appartenant au Paléolithique supérieur, sont enfouis sous 2 ou 3 mètres de débris constitués, non par des éboulis descendus des pentes voisines, sauf au débouché de quelques vallons latéraux, mais par des racines mortes enrobées de calcaire, par des masses d'humus aggloméré par du carbonate de chaux, par des tufs et des travertins formés sur place (photo XV).

L'explication de cet enfouissement d'un fond de vallée sous des calcaires dissous, puis précipités sur les rives du cours d'eau, réside à la fois dans la structure des terrains qui forment le bassin hydrographique des deux Beunes et dans la faible pente du thalweg. Tous les ruisseaux, qui descendent vers Sireuil et les Eyzies, drainent des régions constituées par les calcaires solubles du Coniacien et du Santonien et leurs eaux sont très riches en chaux; les écrevisses, qui ont besoin de carbonate de calcium pour renouveler leur carapace, s'y reproduisent abondamment.

Mais, entre le moulin de Gaurenne, sur la Grande-Beune, vers l'amont, et l'ancienne forge des Eyzies, vers l'aval, le profil en long de la vallée, creusée dans des roches hétérogènes, les unes tendres, les autres très dures, présente plusieurs ruptures de pente séparées par des biefs où les eaux stagnent (fig. 38). C'est dans ces biefs que se trouvent réalisées les conditions favorables aux marécages. Le comblement de ces portions plates du fond des vallées est accéléré par l'abondance des joncs et des racines d'arbres. Les eaux, en se brisant sur de multiples petits obstacles, se libèrent de leur gaz carbonique et le calcaire dissous se précipite et se dépose sur les morceaux de bois mort et de roseau qui bordent le ruisseau ou en tapissent le fond. Si le lit du ruisseau est bien nettoyé, les eaux s'écoulent assez vite sans déposer de calcaire; mais si, faute de soin, les roseaux poussent librement sur les terrains marécageux, et si les branches mortes restent en place, les dépôts de carbonate de chaux se forment à la surface des tiges et des débris de bois, et leur accumulation s'accroît des dépôts de cailloutis et de sables descendus des pentes voisines. La vallée, très resserrée entre deux séries d'escarpements calcaires, s'encombre de toutes sortes de matériaux : humus, sable, travertins, bancs de calcaire

poreux. Cette évolution est si rapide qu'en moins d'un demi-siècle, de Tamniès à Sireuil, des champs et des prairies ont disparu submergés par les marécages et les dépôts de calcite. Des tentatives récentes pour rétablir un lit profond et bien délimité peuvent arrêter provisoirement cette invasion des eaux et des concrétions calcaires; mais tout abandon des travaux ramènera la réapparition des mêmes phénomènes de remblaiement.

On peut rapprocher les faits d'accumulation karstique dans la vallée de la Beune de ceux de la vallée du Blême, dans le Causse Périgourdin, entre Brouchaud et l'ancienne forge de la Boissière. C'est la répétition des mêmes conditions qui entraîne, ici et là, les dépôts marécageux et calcaires et le remblaiement rapide du fond de la vallée, avec formation, vers l'aval, auprès du confluent, d'un barrage de calcite sur lequel sautent les eaux chargées de calcaire. Cet obstacle, aussi vigoureux à Laboissière-d'Ans qu'au moulin des Eyzies, détermine une chute d'eau qui faisait mouvoir jadis les martinets et les laminoirs de la forge.

Mais ces phénomènes d'accumulation karstique sont rares en Périgord; leur rôle est effacé dans la topographie actuelle. Il n'en est pas de même dans les régions calcaires plus vastes, soit dans les Causses du Massif Central, soit dans le Carso, soit en Afrique du Nord ou en Amérique, et la description et les explications fournies par ces accidents karstiques en Périgord pourraient, sans doute, convenir pour d'autres régions. En tout cas, ils mettent en évidence la puissance de dissolution des eaux chargées de gaz carbonique sur les masses calcaires, puisque de petites sources, de minuscules ruisseaux sont capables d'édifier rapidement, en abandonnant le calcaire précipité, des formes de relief de très grande ampleur. C'est ce pouvoir de dissoudre le calcaire qui va permettre d'établir une théorie de la karstification périgourdine qui, par voie de généralisation, pourrait être étendue à la plupart des pays de causse.

c) Explication de la karstification en Périgord.

Pour parvenir à une vue d'ensemble de l'évolution karstique du relief périgourdin, il est bon d'envisager les diverses formes d'érosion karstiques déjà décrites : vallées sèches, « crozes », grottes et pechs; chacune d'elles provient d'un ensemble de causes qu'il faut analyser si l'on veut aboutir à des résultats précis.

1. *Les vallées sèches.* — Il suffit de parcourir quelques vallées sèches du Périgord, quelques-unes de ces « combes » innombrables qui découpent en collines les masses calcaires du Ribéracois ou du Sarladais, pour se rendre compte qu'elles ont été façonnées par des cours d'eau circulant à l'air libre. Ainsi, au Sud de Sainte-Alvère, la combe qui descend du Grand-Pré décrit des méandres avec rive concave abrupte et rive convexe faiblement inclinée. Autour de Saint-Julien-de-Bourdeilles, les ravins, qui entaillent les calcaires du Coniacien et qui vont se jeter dans le Boulou ou dans la Dronne, sont bordés d'escarpements façonnés par des eaux courantes. Si les formes d'érosion fluviale se sont atténuées çà et là, par suite de glissements et d'éboulement, elles n'en demeurent pas moins nettes, et

il n'est pas possible d'attribuer à un autre agent d'érosion qu'un cours d'eau la sculpture des « combes » périgourdines (photo XXVII).

Mais, aujourd'hui, le nombre des vallées où coule encore un ruisseau ou une rivière est très restreint et les vallons, privés d'écoulement subaérien, sont de beaucoup les plus nombreux. Chacun d'eux cependant possède en profondeur un cours d'eau souterrain. Pour rendre compte de cette situation morphologique et hydrographique si fréquente dans les régions calcaires, mais particulièrement bien développée en Périgord, il faut admettre à la fois une évolution du climat, du niveau de base et une réaction particulière de la structure.

En premier lieu, on doit constater, malgré la faible épaisseur des strates, que les vallées sèches sont presque aussi bien développées et aussi bien dessinées dans les calcaires crétacés du Périgord que dans les calcaires jurassiques des Causses du Quercy, de l'Angoumois et du Sud du Massif Central. Il faut y voir le maintien prolongé de l'érosion subaérienne. Tandis que dans les bancs jurassiques plus épais, plus fissurés et plus élevés, les ruisseaux s'enfonçaient aisément dans l'intérieur du sol et cessaient toute érosion subaérienne, en Périgord, les cours d'eau ont poursuivi plus longtemps à l'air libre la sculpture des collines dans le Crétacé. Cette persistance paraît provenir de la nature même des calcaires crétacés moins épais et plus riches en argile et en sable que les calcaires jurassiques; ils se sont comportés, toute proportion gardée, comme des roches relativement imperméables et susceptibles de maintenir longtemps en surface des cours d'eau qui ne pouvaient s'enfouir, faute de cavités, de fissures et de couloirs souterrains, pour s'établir en profondeur.

Néanmoins, ces cours d'eau, en beaucoup d'endroits, ont cessé de couler. Pour quelques-uns d'entre eux, la disparition date même de l'époque historique, tels le Dropt dans son cours supérieur, le Vern, entre Pont-Romieu et Grun, et bien d'autres ruisseaux minuscules que les riverains ont vu, non sans regret, disparaître dans les profondeurs du sol. Un tel effacement du réseau hydrographique ne peut provenir que de deux causes : un assèchement du climat ou un abaissement du niveau de base. Quelle est la cause prépondérante? Ont-elles joué toutes deux à la fois? Il est difficile de trancher la question.

Il est toutefois certain que, durant le Quaternaire, l'humidité du climat périgourdin a varié et que les hommes de la Préhistoire, qui ont vécu sur les rives de la Dronne et de la Vézère, ont connu des cours d'eau plus abondamment alimentés que ceux de nos jours. La dernière glaciation würmienne, contemporaine du Moustiérien, a coïncidé avec un climat plus froid, mais surtout plus humide que celui de maintenant. Au moment des débâcles, de la fonte des neiges ou des fortes pluies venues de l'Océan, non seulement les cours d'eau descendus du Massif Central connaissaient des crues gigantesques de 15 à 20 mètres au-dessus de l'étiage, mais, de tous les ravins découpés dans les calcaires du Sarladais, de la région de Vergt ou du Ribéracois, descendaient aussi de petits torrents chargés de cailloux, de graviers et d'argile et leurs flots tumultueux creusaient le thalweg de plus en plus profondément.

De même, le début du Néolithique a coïncidé avec une recrudescence

des pluies qui a dû multiplier, en Périgord, les sources et les ruisseaux. Mais le retour, à notre époque, d'un climat plus sec, l'installation dans nos vallées d'un réseau hydrographique indigent, incapable, dans la plupart des cas, de continuer l'œuvre d'érosion des anciens cours d'eau quaternaires, ne suffit pas à expliquer la transformation des vallées humides en vallées sèches. Pourquoi, même si les pluies sont beaucoup moins abondantes qu'autrefois, ne subsiste-t-il pas, dans les vallons des ruisseaux minuscules, intermittents, frères dégénérés, des cours d'eau würmiens ou antérieurs?

Si l'on veut apporter toute la clarté désirable dans la formation des vallées sèches, il faut admettre également un abaissement sensible du niveau de base. Or, cet abaissement s'est produit à plusieurs reprises au cours de l'ère quaternaire comme on l'a constaté dans l'étude des terrasses fluviales. Au Moustérien, la Dordogne et l'Isle roulaient sur un fond rocheux plus élevé de 10 à 12 mètres que le thalweg actuel; à l'Acheuléen, le fond rocheux était encore plus élevé d'une quinzaine de mètres. Or, chaque fois qu'une vague d'érosion s'est propagée de l'aval vers l'amont, les grands cours d'eau ont retrouvé leur profil d'équilibre en creusant de nouveau leur lit à l'air libre. Mais les petits ruisseaux latéraux, appauvris par le dessèchement du climat, n'ont plus eu la force de régulariser leur profil en long. Comme on l'a vu dans l'étude de la vallée de la Rège, près de Trémolat, les vagues d'érosion récentes ont pénétré peu profondément dans l'intérieur des vallées secondaires; les ruisseaux se sont trouvés ainsi suspendus au-dessus du niveau de base. S'ils avaient coulé sur des terrains imperméables, ils auraient compensé par des chutes les différences de niveau. Mais, coulant sur des terrains très fissurés, ils ont cherché à atteindre en profondeur leur profil d'équilibre, et ils ont ainsi disparu de la surface du sol.

On peut d'ailleurs apporter à cette démonstration une contre-épreuve, même en Périgord, puisque sur les terrains peu perméables, comme les marnes du Campanien le long de la Dronne, en aval de l'Isle, presque tous les vallons ont conservé des ruisseaux qui descendent, de chute en chute, vers le cours d'eau principal ([12], Périgueux, quart. S.-O.). Au contraire, ils ont disparu de la surface du Coniacien, dans la région de Goûts-Rossignols, et du Maestrichtien autour de Sainte-Alvère. On retrouverait même, dans l'étude minutieuse du profil en long et du profil transversal des combes, les traces des disparitions successives des cours d'eau; les sections les plus élevées sont devenues sèches bien avant les plus basses et portent, par conséquent, dans leur profil évasé, la trace d'une érosion par pur ruissellement et glissement, tandis que les traces de l'érosion fluviale sont presque effacées. Mais cette étude, déjà réalisée pour la vallée de la Rège, se rattache à la description et à l'explication du relief cyclique et n'entre pas dans le cadre de ce chapitre.

En revanche, la forme même de la plupart de ces vallons vers l'aval, telle qu'on l'a décrite plus haut, avec des versants escarpés se rejoignant vers l'amont en « bout du monde » et dominant un fond de vallée à pentes plus douces, relève surtout de la structure. C'est la superposition d'un horizon calcaire dur, perméable et fissuré sur un horizon marneux, tendre

et assez perméable qui rend le mieux compte de cette forme si fréquente dans les vallées sèches du Périgord. On peut reprendre comme exemple Combe-Jolive, près de Léguilhac-de-Cercles, sur la route de Ribérac à Nontron (fig. 61).

Ici, la couche supérieure est constituée par les calcaires très durs du Coniacien supérieur; la couche inférieure, très marneuse, appartient au Coniacien inférieur. Dans sa partie d'aval, la vallée sèche est découpée dans ces marnes, elle est assez spacieuse, mais encadrée de part et d'autre par les escarpements du Coniacien supérieur. Ces escarpements se rejoignent et la route les escalade par un lacet. La vallée sèche devient alors, en amont, une large combe aux formes très mûres. Le ruisseau actuel coule toujours en profondeur dans la partie supérieure de la combe tandis qu'il apparaît de temps à autre à l'air libre sur les marnes de l'aval.

Si l'on examine de près l'œuvre actuelle de ce ruisseau intermittent, on constate qu'il enlève, au pied de la corniche que forme le Coniacien supérieur, de menus débris marneux; en somme, il déblaie le dessous de la plaque calcaire en entraînant vers l'aval les marnes plus tendres. Cette érosion, actuellement, se produit à une échelle très réduite. Mais, lorsque, sous un climat plus humide, le cours d'eau était plus puissant, ce travail de soutirage et de déblayage devait être beaucoup plus intense; de sorte, qu'à la longue, la corniche de calcaire coniacien était en porte-à-faux et, si une fissure en affaiblissait la solidité, un fragment s'en détachait et roulait sur les pentes marneuses, où, peu à peu, il était détruit par les divers agents d'érosion. Ainsi s'explique le recul progressif de ce « bout du monde » vers l'amont, avec rupture de pente structurale, et non cyclique, au point où en est arrivée actuellement l'érosion régressive du cours d'eau.

De nombreuses vallées périgourdines répondent aux mêmes données morphologiques; elles proviennent de l'action quasi souterraine d'un cours d'eau agissant sur deux horizons de roche d'inégale résistance, la plus dure recouvrant la plus tendre. Hors du Périgord on pourrait multiplier les exemples de cette morphologie semi-karstique où se combinent à la fois l'érosion subaérienne d'un cours d'eau et l'érosion karstique d'une couche calcaire partiellement affaiblie par des diaclases, des fissures et des phénomènes de dissolution. Ainsi, à la Combe-de-Filhol, dans le Quercy, au Sud du Lot, près de Duravel, des calcaires en plaquettes du Portlandien surmontent les marnes tendres du Virgulien; la « combe », dans sa partie la plus profonde, s'est ouverte dans les marnes virguliennes; autour d'elle, les calcaires portlandiens forment une corniche encadrante qui se ferme en cul-de-sac au pied du hameau du Fraysse; au delà, sur le plateau, la « combe » ne se poursuit plus que par une large ondulation à peine marquée [9].

Dans son étude sur la morphologie karstique du Quercy M. Clozier a décrit des vallées sèches du même type, en particulier le vallon de Fon-Clar où il s'est attaché à mettre en valeur les influences cycliques [84]. Mais dessins et description montrent qu'il s'agit également, à travers les reliefs cycliques, d'influences structurales, puisque la combe de Fon-Clar n'est pas découpée dans un matériel homogène, mais bien dans les cal-

Photo XXVIII.

UN « CLOUP » A VIMONT,
PRÈS DE SAINT-GEYRAC.

En partie voilé par les arbres, le « cloup » perfore un banc de calcaire très dur pour atteindre au-dessous des calcaires marneux plus tendres; il s'ouvre, avec quatre autres petites dolines, dans le prolongement amont d'une « combe »



Photo XXIX.

LES « PECHS »
ET LES
« PLAINES »
DU
SARLADAIS.

On distingue
les « pechs »
couverts
de
chênes verts,
et les
« plaines »
couvertes
de
cultures.





Photo XXX.

LES MÉANDRES DE LA DORDOGNE A TRÉMOLAT.

Le cours d'eau a développé peu à peu ses méandres dans les calcaires durs du Maestrichtien, qui forment des escarpements au N.-O. et au N.-E. de Trémolat, et dans les calcaires marneux du Campanien où ils se sont régularisés.

Photo XXXI.

ESCARPEMENTS
DE CALCAIRES CONIACIENS
ET ANGOUMIENS
A BEYNAC.

Les calcaires coniaciens soutiennent le château de Beynac ; les calcaires angoumiens constituent les escarpements de gauche au-dessus du cours d'eau.



caires marneux du Bajocien supérieur surmontés par les dalles très dures du Bathonien inférieur [11]. Ici encore les influences structurales sont prépondérantes. Et des Causses du Quercy on pourrait passer aux Grands Causses du Larzac et de Séverac pour retrouver des reliefs analogues, toutefois moins nombreux, car les dalles calcaires plus épaisses et les lits marneux moins puissants ont favorisé plutôt la disparition des cours d'eau dans le sous-sol que la sculpture par déblayage de la couche tendre d'une « combe » aux versants escarpés.

Enfin, les « reculées » des plateaux bourguignons et les « bouts du monde » du Jura tabulaire présentent, dans de nombreux cas, des conditions structurales telles qu'on peut les comparer aux « combes » périgourdines et quercynaises.

2. *Les « crozes »*. — Les « crozes », les cloups, les igues et les dolines se rattachent aux formes d'érosion des vallées sèches. Ces cavités superficielles ne représentent en effet, comme on va le montrer, qu'un stade dans le creusement des « combes ». Elles ne se répartissent pas, en effet, selon le hasard, mais bien sous l'influence de la structure et du niveau de base.

On ne les rencontre que dans les régions où sont superposés, comme pour les vallées sèches, un horizon de roches dures sur un horizon de roches plus tendres. Ce sont ces conditions qui se trouvent réalisées dans la région de Fossemagne et Saint-Geyrac où le Campanien inférieur et le Santonien supérieur, formés de calcaires blancs très durs, reposent sur des calcaires arénacés et des sables ferrugineux du Santonien moyen. De même, autour de Fanlac et de Plazac, le Santonien inférieur très dur repose sur des lits marneux plus tendres. Dans ces deux régions, les « crozes » et les dolines sont très nombreuses, à condition que la superposition de couches dures et de couches tendres existe, que l'épaisseur des bancs les plus durs ne dépasse pas une vingtaine de mètres et que celle des bancs les plus tendres atteigne au moins la même puissance [6].

A ces conditions structurales doivent correspondre des conditions cycliques favorisant une érosion vigoureuse des cours d'eau; le niveau de base local doit être assez bas, au-dessous des bancs les plus tendres, pour imprimer aux cours d'eau permanents ou temporaires assez de force pour attaquer les couches tendres et déblayer les pentes des débris qui se forment. Ces conditions sont réalisées en Sarladais où l'altitude des collines s'élève jusqu'à 300 mètres, tandis que les vallées principales sont à moins de 100 mètres et que les dénivellations atteignent fréquemment 150 à 200 mètres.

Quand toutes ces conditions sont réunies, cloups, dolines et « crozes » apparaissent, non pas çà et là au hasard, mais dans les parties les plus élevées des « combes », trouant la carapace calcaire pour atteindre les couches marneuses plus tendres. On peut en signaler de nombreux cas; un des plus typiques se trouve situé près de Saint-Geyrac dans le vallon des Bouygues ([12] Bergerac quart N.-E.) : là, une combe s'est creusée profondément dans les marnes du Santonien moyen, au-dessous des calcaires du Santonien supérieur et du Campanien inférieur. Mais cette section d'aval, bien dessinée, est très courte et en quelques centaines de mètres on monte

dans la section d'amont largement évasée sur les calcaires campaniens. C'est là qu'apparaissent les « crozes » au nombre d'une dizaine; elles se succèdent du Nord au Sud dans le fond ou sur les versants de la vallée sèche; par des avens plus ou moins obstrués elles atteignent les marnes santoniennes et constituent, pour le ruisseau souterrain, comme des puits d'aération. On pourrait presque comparer cet ensemble morphologique aux « foggaras » du Touat et du Haouz de Marrakech (fig. 61 et photo XXVIII).

La formation de ces cloups n'est qu'une étape dans l'évolution de la vallée sèche. Si, comme on l'a vu plus haut, les ruisseaux, qui coulent parfois dans la partie la plus basse de la « combe », sont susceptibles de creuser et de déblayer, au pied des escarpements calcaires, les couches tendres de la base, de même ils peuvent opérer un travail semblable dans leur cours souterrain, vers l'amont, sous la carapace calcaire qui protège les marnes. Il se produit ainsi comme une sorte de soutirage de ces marnes qui sont transportées vers l'aval par le ruisseau aveugle. Par érosion mécanique, des cavités se forment ainsi sous les bancs supérieurs les plus durs. Elles constituent des points de faiblesse pour les terrains de couverture : des fissures ou des diaclases engendrent des avens; dans les strates, au-dessus des avens, s'élargissent des cloups et des dolines, semblables à des bassins de réception circulaires et le ruissellement, entraînant les sols superficiels et les débris de roche, élargit sans cesse l'entonnoir; une « croze » s'est formée ainsi en fonction d'un cours d'eau souterrain. Et il peut s'en former ainsi tout le long de la vallée sèche, partout où les conditions de structure et de niveau de base se trouvent réalisées.

Ainsi s'expliquent les « crozes » du vallon des Bouygues, celles du Sarladais et de la région de Périgueux et de Vergt. Elles proviennent moins d'une érosion karstique pure par dissolution du calcaire, que d'une érosion mécanique souterraine, d'autant plus vigoureuse et rapide que le niveau de base est plus bas, que les assises marneuses sont plus épaisses et plus tendres et que la carapace du sommet est à la fois plus dure et plus fissurée. C'est pour ces diverses raisons que les « cloups », dans le Périgord crétacé, ne sont ni aussi nombreux, ni aussi vastes que dans les Causses du Quercy où certaines plaques calcaires, près des grandes vallées de la Dordogne et du Lot, sont perforées par des dizaines de dolines et d'avens alignés le long des vallées sèches [9].

Ces formes classiques du relief karstique sont encore de nos jours en pleine évolution. Sans doute, sous un climat plus humide, avec un ruissellement plus intense, se développeraient-elles plus vite. Mais de mémoire d'homme, il s'en est formé à la surface des plateaux périgourdiens et d'autres se sont brusquement agrandies, car sans cesse, surtout au moment des pluies abondantes d'hiver, l'érosion souterraine par soutirage est particulièrement active et les strates calcaires supérieures, placées en porte-à-faux, deviennent de plus en plus fragiles.

La partie inférieure des « combes », encadrée entre deux escarpements, a même dû se creuser partiellement par réunion ou coalescence de dolines. On peut, en effet, concevoir qu'à la longue les dix ou douze « crozes » du vallon des Bouygues, en s'agrandissant, finiront par se join-

dre et l'aval du vallon, actuellement très court, s'étendra vers l'amont, entre deux pentes vigoureuses, en gagnant ainsi du Nord vers le Sud, de « croze » en « croze », jusqu'au sommet de la vallée sèche actuelle. On pourrait même concevoir sur ce modèle un cycle d'érosion qui ferait disparaître peu à peu les plaques de calcaire situées sur les couches marneuses et réduirait les collines à de molles ondulations dans les terrains tendres. Mais dans les vallons secs du Sarladais ce cycle est à peine esquissé. Toutefois, les premiers éléments en sont nettement indiqués par les « combes » et les dolines et permettent de tracer les grandes lignes de son évolution probable.

3. *Les grottes, cavernes et couloirs souterrains.* — Comme on l'a indiqué plus haut, les cavités, creusées par l'érosion karstique dans l'intérieur des calcaires crétacés, se trouvent liées à des horizons bien déterminés : le Coniacien supérieur gréseux, calcaire et dolomitique et le Maestrichtien

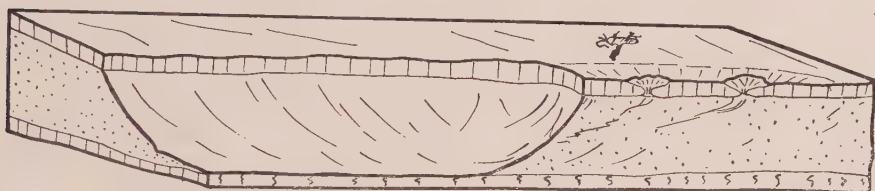


Fig. 61. — COUPE SCHÉMATIQUE D'UNE « COMBE ».

moyen de composition à peu près semblable groupent dans leurs strates la plupart des grottes périgourdines. Elles sont bien moins nombreuses dans le Santonien où les bancs marneux abondent; elles apparaissent dans le Provençien et dans l'Angoumien qui comportent des bancs calcaires très durs. Mais, plus homogènes que ceux du Coniacien, ces bancs sont moins fréquemment perforés par des cavités et des cavernes. C'est donc dans les régions qui entourent les vallées de la Vézère et de la Dordogne, en Sarladais, que les cavités karstiques sont les plus nombreuses (fig. 62 et carte X).

Une autre remarque s'impose quand on examine la répartition de ces accidents dans l'intérieur des terrains sédimentaires; ils apparaissent liés aux plans de stratification et au réseau des diaclases qui fragmentent les masses calcaires; les couloirs d'érosion se coudent à angle droit pour passer d'une strate à l'autre; les grottes s'intercalent entre deux bancs de roche dure, de sorte qu'elles sont disposées comme en étages dans l'épaisseur totale des horizons favorables à leur développement (fig. 62). On a tenté de répartir ces étages de grottes en fonction des niveaux d'érosion; à chaque niveau d'érosion correspondrait un étage de cavités souterraines. En réalité, cette relation est difficile ou impossible à établir en Périgord, tandis que les rapports des cavernes avec la structure des roches frappent le regard quand on observe la coupe d'une carrière ou un escarpement de vallée (photos XXXI, XXXV).

Le problème de la formation des grottes ne se pose donc plus dans les mêmes termes que celui des dolines; il ne s'agit plus ici d'érosion mécanique subaérienne ou souterraine; il n'y a pas de rapport entre le réseau hydrographique actuel et passé et le réseau des cavernes périgourdines. Seule la composition des roches et leur stratification interviennent pour déterminer le volume et la répartition de ces cavités. Il faut donc négliger ici l'influence des eaux courantes, leur action de soutirage et de déblayage, que l'on peut mettre en évidence dans la formation des « combes » et des « crozes », pour admettre un nouveau mode d'érosion : la dissolution des masses calcaires par les eaux souterraines chargées de gaz carbonique et réparties en nappes phréatiques soumises à une légère pression. Ces diverses conditions sont particulièrement favorables à la dissolution du carbonate de chaux.

Encore faut-il que les calcaires coniaciens ou maestrichtiens contiennent du carbonate de chaux soluble. Or, ces roches sédimentaires sont très hétérogènes et le calcaire pur y est assez rare; elles sont plutôt formées de grès à ciment calcaire et de dolomies à carbonate double de magnésie et de chaux peu soluble. La répartition de ces divers éléments dans l'intérieur des masses sédimentaires est en général liée à la stratification; certaines strates sont plus solubles que d'autres; certains fragments de strates résistent mieux aux eaux chargées de gaz carbonique que d'autres situées sur le même plan de stratification.

On comprend ainsi que la répartition et le dessin des cavités créées par dissolution soient liés à la structure interne des roches sédimentaires; ces cavités se sont formées là où existaient des blocs calcaires aisément solubles, tandis que les parois qui les encadrent sont constituées par des sédiments plus résistants à l'attaque chimique des eaux souterraines légèrement acides. Le volume et l'étagement des cavernes en Périgord dépendent étroitement de la structure du sous-sol créacé et quand l'érosion subaérienne, en démantelant les calcaires coniaciens ou maestrichtiens, ouvre ces cavités à la lumière, ce sont des formes de relief structural, et non des formes de relief cyclique, qui apparaissent au milieu des collines périgourdines.

Ces phénomènes karstiques ne jouent cependant qu'un bien faible rôle dans le relief actuel en Périgord. Si de vastes cavités ont été défoncées par les vallées, comme cela s'est produit à Sagelat, près de Belvès et à Roumayère, près des Eyzies, ce ne sont pas les parois des cavernes qui affleurent à la surface du sol, mais les dépôts de sables, d'argiles et de kaolin qui garnissaient, avant qu'elles ne soient démantelées, les cavités dues à la dissolution du calcaire. Et c'est un fait à peu près général que le remplissage presque complet des cavernes par des dépôts d'origines diverses. A Prats-de-Belvès, de vastes grottes ont servi de protection à des masses d'ocre exploitées récemment pour les besoins de l'industrie. Auprès des Eyzies, le kaolin, extrait pour les manufactures de porcelaine de Limoges, provient d'une immense caverne de plusieurs kilomètres de long dont le toit a été enlevé par le creusement des vallées quaternaires. Ailleurs, dans les carrières qui découpent les strates du Maestrichtien et du Coniacien, près de Sainte-Alvère ou de Sarlat, les canaux souterrains

et les grottes mises à jour par le pic des carriers apparaissent garnies d'argiles rouges et de pierrailles.

Ce remplissage permet d'assigner une date à la formation des cavités karstiques. Un premier fait frappe l'observation, c'est le caractère sclérosé, pourrait-on dire, dont semblent frappées grottes et cavernes. Tandis que les igues et les « crozes » évoluent encore sous nos yeux, les cavités internes

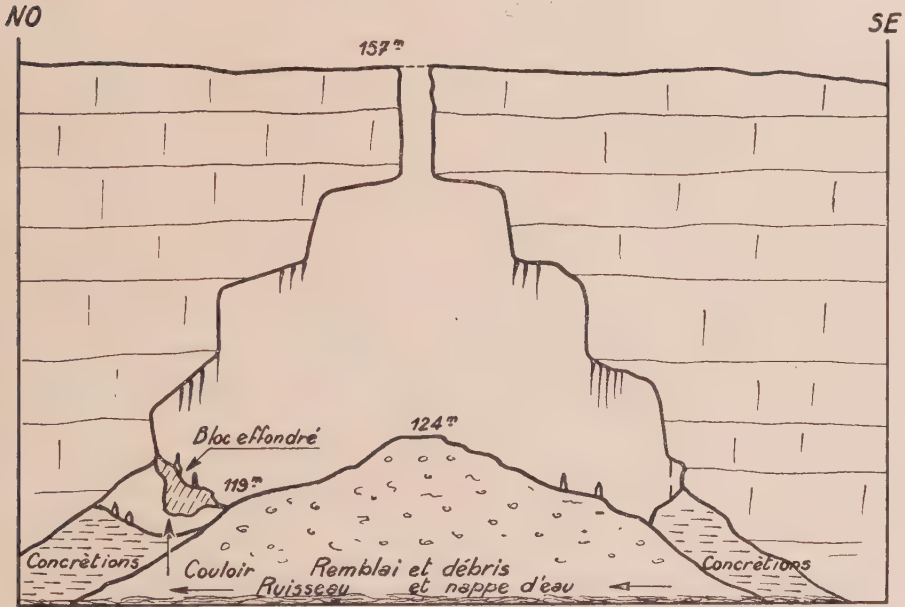


Fig. 62. — COUPE DE LA CAVERNE DE PROUMEYSSAC PRÈS DU BUGUE.
(D'après A. Martel [195].)

des calcaires crétacés n'ont pas modifié leurs dimensions depuis des millénaires. Les légères couches stalagmitiques qui recouvrent des peintures de Font-de-Gaume aux Eyzies n'ont que quelques millimètres d'épaisseur; stalactites et stalagmites sont beaucoup plus anciennes que ces faibles épaisseurs de calcite et leur durée se chiffre par des dizaines de milliers d'années. Depuis le début de leur formation, les cavernes qu'elles ornent n'ont pas changé de dimensions; sauf ces quelques dépôts de carbonate de chaux abandonnés par les eaux d'infiltration au plafond ou sur le plancher des grottes, on peut considérer ces accidents souterrains comme appartenant à un karst mort, où la dissolution par les eaux chargées de gaz carbonique a cessé pratiquement d'attaquer les parois calcaires.

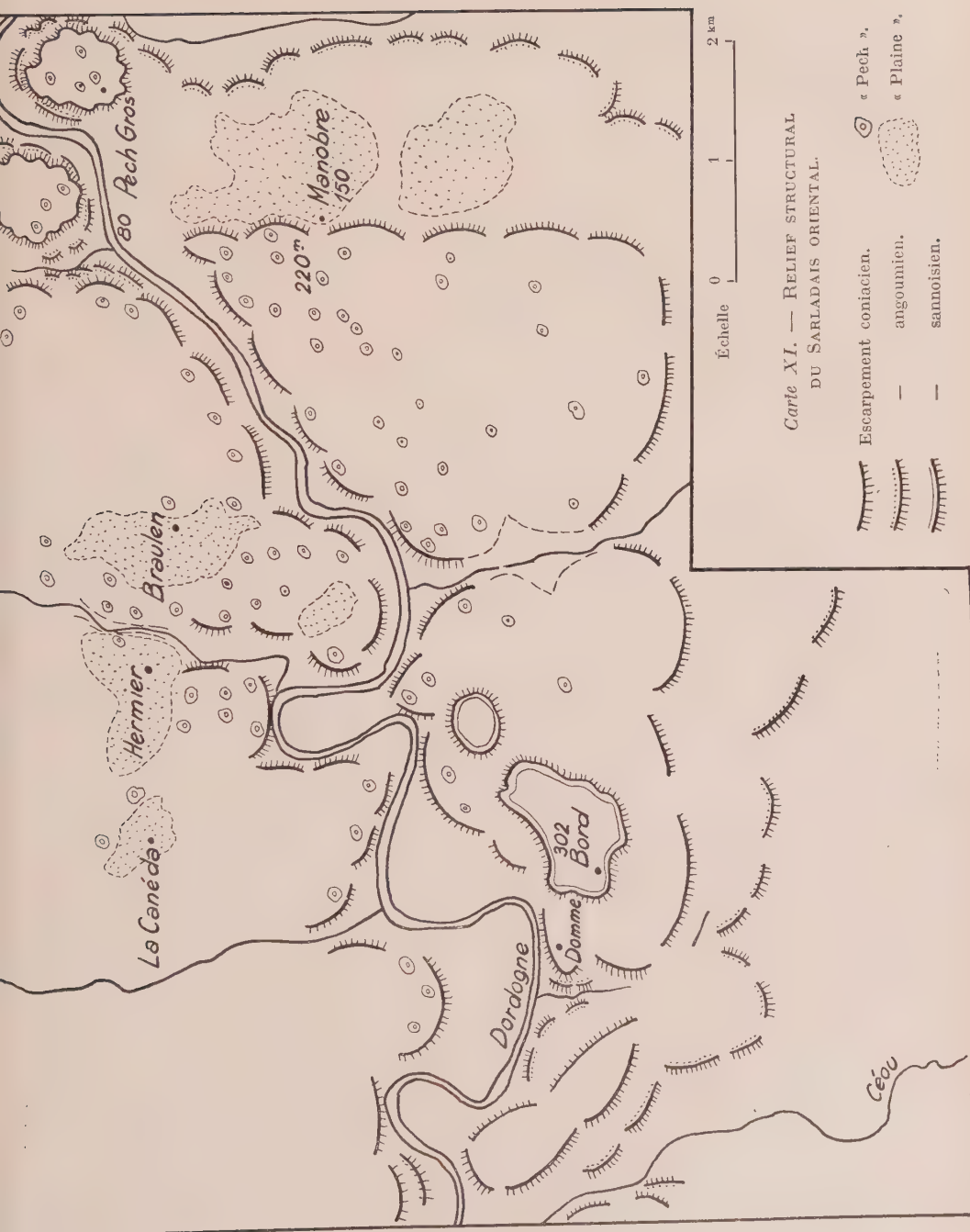
Mais cette constatation ne suffit pas pour fixer un âge à la formation des grottes périgourdines. Il faut s'appuyer sur d'autres faits pour pénétrer plus avant dans leur évolution au cours de l'ère tertiaire. Les dépôts de remplissage offrent un début de solution à ce problème chronologique.

Ces dépôts sont constitués d'éléments très hétérogènes; parfois ils proviennent simplement des résidus de la décalcification; ce sont des argiles ou des sables laissés sur place par les eaux qui ont entraîné le calcaire qui les contenait. Ainsi, à la grotte de Pech de l'Azé, au Nord de Carsac, la plus grande partie de la cavité est garnie d'un sable blanc qui provient de la désagrégation des grès coniaciens à ciment calcaire. Dans ces conditions le dépôt de remplissage ne permet pas de fixer une date à la karstification; il est tout simplement contemporain du phénomène ou postérieur à la formation de la cavité.

Mais, lorsque l'on trouve dans les grottes des Eyzies, de Montignac, de Villefranche-du-Périgord et de la région de Bourdeilles des dépôts provenant du glissement en profondeur de sables sidérolithiques, de graviers et de galets appartenant à des éléments de transport datés du Pliocène ou de l'Oligocène, on peut en déduire, semble-t-il, que les cavités sont antérieures à la mise en place de ces alluvions tertiaires apportées du Massif Central par les cours d'eau depuis l'Eocène. Il est vrai également que ces cavités ont pu se former après le transport de ces dépôts qui ont glissé par gravité dans l'intérieur des masses calcaires partiellement dissoutes. On aboutit ainsi à une impasse. Si la faiblesse des dépôts de calcite permet de faire remonter la karstification périgourdine avant l'ère quaternaire, pour l'ère tertiaire il est difficile de préciser la date de la formation des grottes : est-elle antérieure ou postérieure à la mise en place des dépôts de remplissage? Peut-être est-elle contemporaine des apports de sables, de graviers et de cailloux descendus au Pliocène du Limousin. On ne peut guère trancher la question par l'examen seul des cavités ouvertes dans les calcaires du Périgord; il convient d'élargir le champ d'investigation et de l'étendre aux « pechs » du Sarladais; peut-être permettront-ils de trouver une solution précise à la chronologie de la karstification périgourdine.

4. *Les « pechs » du Sarladais.* — Les « pechs » du Sarladais s'étendent de Sarlat à Gourdon, de part et d'autre de la Dordogne. Ils se sont formés dans une roche calcaire très hétérogène qui comprend surtout des calcaires arénacés, mais où s'intercalent de nombreux éléments dolomitiques. Leur répartition, en apparence très désordonnée, est, en fait, liée à l'apparition, à la surface de l'écorce terrestre, des strates du Coniacien supérieur; aussi les voit-on se grouper à l'Ouest de Masclat et de Carlux en une série de bandes qui correspondent, comme on l'a vu dans l'étude des reliefs monoclinaux du Périgord, à une côte du Coniacien supérieur au-dessus des argiles du Coniacien inférieur. Il serait donc vain de vouloir retrouver, dans la disposition de ces pechs, une sorte de hiérarchie liée à l'existence passée d'un réseau hydrographique (carte XI).

De même, les bassins, les dépressions ou plaines de Manobre, de Braulens, de Hermier et de la Canéda, ne sont pas des fragments, même très élargis d'un réseau de vallée mortes : ce sont au contraire des accidents liés à la structure; le fond relativement plat de ces plaines correspond à la présence de strates calcaires plus dures, plus homogènes, plus compactes que les strates supérieures qui se sont démantelées en donnant



Carte XI. — RELIEF STRUCTURAL
DU SARLADAIS ORIENTAL.

les pechs. Si elles sont en partie liées à l'évolution des niveaux d'érosion tertiaires et quaternaires en ce sens qu'elles se sont plus aisément développées quand le creusement des vallées marquait un temps d'arrêt, elles n'en coïncident pas moins avec des bancs très durs et légèrement inclinés vers l'Ouest et le Sud-Ouest; en particulier la plaine de Manobre s'incline de 183 mètres à Masclat jusqu'à 160 mètres au pied de la côte de Rocamadet, selon la pente des strates les plus basses du Coniacien supérieur (fig. 40).

On peut également remarquer combien le fond de ces bassins est tapissé d'abondants dépôts siliceux provenant du démantèlement des grès coniaciens supérieurs; il y a eu là comme une accumulation de dépôts superficiels analogues à ceux qui ont garni les grottes et les cavernes des Eyzies et de Brantôme. Il convient donc de voir dans les « pechs » et dans les « plaines » du Sarladais, non point des formes de relief d'origine fluviale, mais bien des formes de relief karstique pur, provenant d'une action chimique et non d'une action mécanique des eaux sur la roche calcaire. Il y a eu dissolution de la majeure partie du banc calcaire où se sont formés les « pechs »; les parties les plus solubles ont donné les larges cavités aériennes que l'on appelle « plaines » ou bassins de Braulens ou de la Canéda; seuls, les blocs les plus durs, les plus riches en dolomie, ont résisté à la dissolution et forment aujourd'hui des buttes que l'on peut désigner sous le nom de « pechs » pour employer une appellation locale; mais ils rappellent les chicots calcaires de Montpellier-le-Vieux, les « hums » du Causse de Séverac et les pitons de Lao-Kay et de la Baie d'Along au Tonkin.

Il y a donc eu dissolution plus ou moins poussée de la roche calcaire selon qu'il s'agit des cavernes et des grottes ou bien des « pechs » et des chicots du Sarladais. Seulement les conditions et l'époque où se sont produites la dissolution du calcaire et la formation du Karst demeurent toujours inconnues et les problèmes posés à propos de l'origine des cavités souterraines restent toujours à résoudre.

Si l'on admet, selon la théorie classique, que le karst s'est formé à mesure que le niveau de base, constitué partiellement par les grands cours d'eau qui traversent la région, s'enfonçait dans le substratum calcaire, on ne peut aboutir à aucune conclusion précise. On voit mal, d'ailleurs, selon cette hypothèse, comment distinguer nettement l'érosion mécanique de l'érosion chimique. Si plaines et cavités se formaient au-dessus d'un niveau de base en voie d'abaissement, et en fonction de ce niveau de base, elles devraient porter les traces de l'action de l'érosion normale; on devrait pouvoir y établir une hiérarchie, soit en harmonie avec des niveaux d'érosion ou épicycles, soit en rapport avec un réseau hydrographique bien ordonné. Or, il n'en est rien; comme on l'a signalé pour les grottes qui sont liées aux plans de stratification et pour les « pechs » qui se rattachent étroitement à la structure, la répartition de ces accidents topographiques dépend de la nature de la roche et non de l'action des cours d'eau.

Aussi paraît-il possible d'envisager des conditions particulières pour l'érosion purement karstique. Selon les observations multiples faites dans les terrains crétacés du Périgord, elle se produirait, non pas au moment

d'une reprise d'érosion et en fonction d'un niveau de base fluvial, mais au-dessous des niveaux de base fluviaux, en fonction d'un niveau de base karstique constitué par une couche insoluble et imperméable, et longtemps avant que l'action de l'érosion subaérienne ne se fasse sentir. Pour réaliser ces conditions, il suffit qu'il y ait à la base des bancs calcaires une couche imperméable qui constitue un niveau local sur lequel les eaux d'infiltration puissent s'accumuler. Ainsi, en Sarladais, sous les calcaires du Coniacien supérieur, les marnes et les argiles du Coniacien inférieur forment une couche imperméable d'autant plus propice au maintien d'une nappe d'eau souterraine qu'elle est incurvée en fond de bateau par les mouvements d'affaissement qui ont affecté les terrains secondaires aux alentours de Sarlat [7] (fig. 5).

Dans ces conditions la formation d'un relief karstique pur peut se décomposer en deux phases :

1° *Dans une première période* seuls jouent les phénomènes de dissolution; à de grandes profondeurs, dans l'intérieur du sol, à plusieurs centaines de mètres peut-être, les calcaires du Coniacien supérieur baignent dans une nappe phréatique constituée par de l'eau chargée de gaz carbonique et soumise à une légère pression par suite de l'épaisseur même de la nappe. Les eaux recueillies dans les cavités des karsts actuels répondent à ces conditions, quoiqu'elles soient débarrassées en grande partie de leur gaz carbonique et ne soient plus soumises à une pression interne. En outre, la nappe qui repose sur un lit imperméable de marnes et d'argile n'est pas absolument immobile; non seulement sa partie supérieure s'élève ou s'abaisse selon l'abondance des précipitations qui l'alimentent, mais encore elle s'écoule lentement vers l'aval et, ici, en Périgord, par suite du pendage des couches géologiques et de la pente du relief, cet écoulement se produit normalement du Nord-Est vers le Sud-Ouest, soit sous l'influence d'un soutirage de l'aval vers l'amont, soit sous l'effet d'une poussée de l'amont vers l'aval.

Les eaux d'une telle nappe sont éminemment propres à la dissolution du carbonate de calcium; partout où ce dernier corps se rencontre à l'état pur, il fond lentement dans l'eau qui le baigne et disparaît, entraîné vers l'aval en libérant l'argile insoluble ou les grains de sable cimentés en grès. Ainsi s'expliquent les dépôts d'argile de décalcification et de sables si abondants en Sarladais où les calcaires crétacés sont loin d'être aussi purs que ceux des calcaires jurassiques du Causse. Par contre, la dissolution joue difficilement ou plus lentement sur les parties peu solubles des sédiments, soit parce que la roche est trop compacte pour se laisser pénétrer par les eaux souterraines, soit parce qu'elle contient des sels, comme le carbonate de magnésie des calcaires dolomitiques qui résistent à l'action dissolvante des nappes phréatiques.

On comprend ainsi que, dans les roches peu solubles, la dissolution se produise plutôt le long des plans de stratification et des diaclases où l'eau peut circuler aisément que dans les bancs compacts n'offrant aucune fissure au liquide de la nappe souterraine. La répartition des

grottes et des cavernes n'est donc point une pure fantaisie de la nature, mais elle se trouve étroitement liée à la structure même des calcaires et le raisonnement vient ici confirmer l'observation. Le carbonate de chaux dissous a été entraîné lentement vers le Sud-Ouest; il s'est précipité dans les lacs et les lagunes du Bassin Aquitain, si la karstification s'est produite au cours de l'ère tertiaire, ou bien il a été entraîné plus loin vers l'Océan, si la karstification date de l'ère quaternaire; mais cette question de chronologie sera tranchée plus loin.

Cette théorie de la karstification pure permet d'expliquer certains phénomènes géologiques qui, jusqu'ici, n'ont guère reçu d'explications, tels les dépôts de kaolin, d'ocre ou de limonite dans les poches des calcaires, telles les cristallisations bizarres comme celles de la grotte du Grand-Roc aux Eyzies à propos desquelles on est allé jusqu'à évoquer une véritable végétation minérale [195]. Si l'on admet, au contraire, que dans les cavités produites par dissolution s'accumulent des débris d'origines diverses, soit des résidus de décalcification, argiles ou sables, soit des matériaux de couverture entraînés par ruissellement dans l'intérieur du sol, on peut comparer ces cavités, qui sont encore baignées par les eaux de la nappe phréatique, à de vastes cornues où peuvent se produire des réactions chimiques. Dans une eau tiède, légèrement acide et sous une faible pression, la plupart des silicates, qui garnissent plus ou moins complètement la cavité, sont à l'état colloïdal, c'est-à-dire réduits en particules si ténues qu'elles sont infiniment sensibles aux variations du milieu chimique et susceptibles de s'attirer les unes les autres selon la qualité de leur P.H. Il peut se produire ainsi, par floculation, un triage des divers éléments. Dans ces minéraux, qui proviennent en grande partie du démantèlement des roches cristallines du Massif Central, abondent les kaolins, les ocres et les argiles fines qui peuvent se séparer des éléments plus grossiers et constituer des amas homogènes comme on en trouve aux Eyzies dans les poches de kaolin de Roumayère et à Prats-d'Orliac dans les poches d'ocre de Mandon. Les kaolins de Saint-Yrieix et des Eyzies ne proviennent pas de la décomposition sur place de masses granitiques qui auraient été apportées, on ne sait comment, du Massif Central dans des cavités d'accès difficile; sans doute sont-ils d'origine cristalline; mais on ne les trouve à l'état pur, dans les cavités du calcaire, qu'après de nombreux avatars. En particulier, ce sont à l'origine des argiles feldspathiques enlevées aux massifs granitiques du Limousin et transportées sur les plateaux périgourdiens à une époque où les vallées actuelles n'existaient pas, par conséquent au cours du Tertiaire.

On peut également expliquer la formation des cristallisations de la grotte du Grand-Roc aux Eyzies par la théorie de la karstification pure, au-dessous du niveau de base local, dans une nappe phréatique en lent écoulement vers l'aval. Quand une cavité a été débarrassée de son calcaire soluble et que, par suite de la pureté de la roche, il ne reste que très peu d'argile de décalcification sur les parois de la grotte, la cavité est pleine d'eau sursaturée de carbonate de calcium. Il peut se produire alors des phénomènes de cristallisation comme dans un tube à essai garni d'un liquide sursaturé de sel. Il suffit qu'une particule de calcite entre en

contact avec l'eau chargée de carbonate de calcium pour qu'il y ait, sur les parois de la grotte, précipitation de calcite sous forme de cristallisations aux ramifications étranges, sans rapport avec les stalactites et les stalagmites qui ne se produisent que par suintement dans les cavernes vides et selon le sens vertical.

Mais ces phénomènes de cristallisation et de fluoculation n'offrent qu'un faible intérêt morphologique et n'ont pour but ici que de montrer tout l'intérêt que présente la théorie de la karstification au-dessous du niveau de base dans une nappe phréatique en voie d'écoulement lent vers l'aval. Plus intéressante pour le relief est la dissolution en profondeur de bancs calcaires presque tout entiers solubles. Dans ce cas, il ne s'agit plus seulement de simples cavernes et de couloirs répartis en fonction des diaclases et des plans de stratification, mais bien d'un horizon géologique complet, épais parfois de plusieurs dizaines de mètres et dont l'érosion karstique pure ne laisse subsister que de médiocres fragments; par dissolution les cavités s'élargissent, se rejoignent et il ne subsiste entre elles que des blocs calcaires et des amas de débris de décalcification. C'est ainsi que se sont formés, à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres peut-être, les « plaines » et les « pechs » du Sarladais.

Mais il reste à montrer comment ces reliefs karstiques souterrains, qui se trouvaient en quelque sorte en puissance dans les strates calcaires, sont devenus, de reliefs virtuels, des reliefs réels, et ont formé un élément important du paysage topographique périgourdin; c'est la deuxième phase de leur évolution qui permet de l'expliquer.

2° *Dans une deuxième phase* en effet, se produit comme une sorte de mise en valeur du karst grâce à un abaissement du niveau de base fluvial. Par suite de reprises d'érosion, comme celles qui ont été envisagées à propos de l'évolution cyclique du relief quaternaire en Périgord, le réseau hydrographique s'enfonce dans le substratum et tous les cours d'eau, revigorés par une pente accrue, attaquent leurs thalwegs; les versants, plus abrupts, s'éboulent et des collines se sculptent dans la masse des calcaires crétacés. Entraînée par l'abaissement du profil en long des cours d'eau, la nappe phréatique descend dans l'intérieur du sol et abandonne une partie des couches supérieures. Des cavités, plus ou moins comblées de débris divers, se trouvent alors situées au-dessus de la nappe phréatique et peuvent être livrées à l'érosion mécanique du ruissellement souterrain. Quelques-unes d'entre elles servent même au façonnement des vallées; si un cours d'eau, dans le creusement de son lit, en recoupe une, les versants de la vallée s'y élargissent plus vite que dans les masses de calcaire compact et les parois de la cavité, nettoyées des débris qui les recouvraient, constituent des escarpements au-dessus des eaux courantes. Les corniches, qui se dressent au-dessus de la Dronne à Bourdeilles, de la Vézère aux Eyzies et de la Dordogne à Beynac, proviennent en partie de grottes démantelées, crevées par l'érosion quaternaire des cours d'eau (photos XXXI, XXXIII). En tout cas, il est certain que les dépôts de kaolin de Roumayères près des Eyzies et les

sables sidérolithiques de Sagelat, qui se trouvent, les uns et les autres, au niveau de la terrasse d'érosion rissienne, étaient accumulés, avant le creusement des vallées, dans des poches karstiques de 2 ou 3 kilomètres de long, sur plusieurs centaines de mètres de largeur et quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

En dehors des vallées et des vallons, les cavités, plus ou moins obstruées de sables et d'argiles, ont subi d'une manière moins intense l'action du ruissellement; tout cela dépend de leur situation par rapport aux ruisseaux souterrains. Certaines d'entre elles, situées sous un cours d'eau, ont entraîné sa perte dans les profondeurs du sol; c'est sans doute ce qui s'est passé pour le Vern à Pont-Romieu. D'autres, comme celle de Sagelat, près de Belvès, placées près de vallées bien drainées, ont été déblayées par des infiltrations abondantes, qui ont créé des cours d'eau souterrains. Par contre, dans de nombreux cas, les grottes ont conservé leurs dépôts de remplissage qui s'y étaient accumulés, soit pendant qu'elles étaient occupées par la nappe phréatique, soit après son départ par glissement des dépôts de couverture à travers les fissures du roc. Chaque cavité, chaque groupe de cavités a ainsi son histoire.

En particulier, dans le Sarladais, on peut expliquer l'accumulation vraiment surprenante des dépôts de remblaiement, non seulement par la structure du Coniacien supérieur dont les calcaires gréseux se réduisent, par altération à l'air et dissolution dans l'eau, en fines particules argilo-siliceuses, mais aussi par la présence à la base du Coniacien d'un niveau imperméable de marnes argileuses. Cet horizon, légèrement infléchi en cuvette par les mouvements tectoniques, a servi de niveau de base local à une partie du karst sarladais. Dans le vaste bassin qu'il dessine les nappes phréatiques ont séjourné plus longtemps qu'ailleurs et, après leur disparition, le nettoyage des cavités et des bassins karstiques s'est mal effectué par suite de la disposition en fond de bateau des argiles coniaciennes. Ainsi les cavernes et les « plaines » des alentours de Sarlat sont restées en grande partie remblayées par des sables, des argiles et des dépôts de calcite.

Dans les zones les plus atteintes par la dissolution, dans les bancs calcaires où il ne subsistait çà et là que quelques blocs inaltérés, le ruissellement, déterminé par l'enfoncement des thalwegs, a accompli une œuvre plus importante. Des masses considérables de débris de toutes sortes : argiles et sables de décalcification, dépôts de couverture, ont été entraînés vers les cours d'eau du voisinage. A la surface des strates non dissoutes par les eaux de la nappe phréatique, sur les « plaines » de Braulen et de Manobre, ont seules subsisté de minces couches de sables, résidus des calcaires gréseux du Coniacien. Entre ces vastes zones d'érosion karstique les blocs non dissous, déblayés, se sont dressés, isolés, en proie à la morsure de l'érosion subaérienne qui les a arrondis et leur a donné par ruissellement l'allure de pains de sucre, de chicots, de pitons et de « pechs » (photo XXIX).

Ainsi, tous ces reliefs karstiques, abandonnés par les eaux des nappes phréatiques, se sont dressés au-dessus des vallées et ont cessé d'évoluer depuis l'abaissement du niveau de base qui les a placés sous

l'action des eaux courantes. Tout au plus peut-on relever la trace de quelques médiocres phénomènes de concrétions calcaires (stalagmites ou stalactites) et quelques accidents locaux causés par le ruissellement. Mais en gros, il ne s'agit plus que d'un karst desséché, mort, réduit à l'état de squelette et que des accumulations récentes de débris ont pu déjà fossiliser en partie.

CONCLUSION.

Ainsi la karstification en Périgord s'est produite, non au-dessus des vallées, mais en profondeur, à partir du niveau supérieur des nappes phréatiques jusqu'au contact du substratum cristallin; si aucune couche imperméable n'interrompait la continuité des masses d'eau, il pouvait y avoir karstification au-dessous du niveau de base marin.

Il existe, il est vrai, des niveaux de base locaux constitués, comme en Sarladais, par les argiles coniaciennes et c'est seulement au-dessus de ces couches imperméables que l'érosion par dissolution a pu se produire, à moins qu'il n'y ait eu çà et là quelques nappes captives agissant sur les calcaires avec autant de vigueur que les nappes libres. Il faut admettre également que ces nappes s'écoulaient vers l'aval et entraînaient le calcaire dissous; sinon la karstification se serait arrêtée par sursaturation du liquide. Dans ces conditions les phénomènes de dissolution doivent être plus nombreux près de la surface que dans les grandes profondeurs. Il suffit cependant d'un écoulement très lent pour qu'il y ait formation de cavités et même disparition plus ou moins complète des strates particulièrement solubles. Ces phénomènes internes de l'écorce terrestre, qui préparent le relief futur, ne passent pas toujours inaperçus à la surface du sol. Ils donnent lieu à des tassements de sédiments et de matériaux divers qui se traduisent par des vibrations du sol, parfois assez violentes pour être perçues par les êtres vivants. Les grottes et les abris sous roche des Eyzies portent la trace d'un tremblement de terre, peut-être de plusieurs; sous l'influence de séismes, d'énormes blocs éboulés ont écrasé les foyers des tribus solutréennes et des stalactites brisées jonchent le sol des cavernes. Des séismes plus récents ont eu lieu en Périgord et ont laissé les traces de leur souvenir dans la mémoire des hommes. Celui de mai 1902 fut perçu très nettement autour du confluent de la Vézère et de la Dordogne dans une région où il n'existe, semble-t-il, aucune cause de tremblement de terre, si ce n'est les effondrements souterrains produits par l'érosion karstique en profondeur.

Une nouvelle étape dans le creusement des vallées, par un abaissement de niveau de base ou un soulèvement épéirogénique du continent, entraînerait une nouvelle évolution du karst périgourdin. Dans la partie la plus élevée, qui ne subit plus l'influence dissolvante des nappes phréatiques, l'érosion mécanique deviendrait plus violente et de nouvelles cavités apparaîtraient à l'air libre, démantelées par le ruissellement. Vers la base des collines une nouvelle portion des strates calcaires serait portée au-dessus du niveau des nappes phréatiques et deviendrait un karst mort, où commencerait l'œuvre du ruissellement interne, tandis que l'action des eaux chargées de gaz carbonique se poursuivrait à de nou-

velles profondeurs, partout où, par suite du soulèvement de l'écorce terrestre ou de l'abaissement du niveau de base, une pente suffisante se produirait et entraînerait un écoulement lent des eaux souterraines vers le Sud-Ouest.

Dans ces conditions, les reliefs karstiques périgourdiens du Sarladais ou du Ribéracois, qui jouent actuellement un rôle dans la morphologie de la région, se sont préparés à une époque où les vallées quaternaires n'existaient pas. Les parties les plus anciennes, les plus proches par l'altitude du niveau d'érosion éocène, ont pu se former dès le début du Tertiaire sous les dépôts du sidérolithique. Il est probable également que le Sannoisien a été une période favorable à la karstification, surtout dans le Sarladais où les dépôts à « Nystia Duchasteli » de la plaine de Bort, situés à 300 mètres d'altitude, dominant tous les « pechs » de Sarlat à Gourdon. A ce moment-là, sous un climat tropical, des dépôts continentaux de sables et d'argiles recouvraient des surfaces qui constituent aujourd'hui les sommets des collines; des lacs dormaient sur la plaine de Bort, sur la Bessède, aux Gunies dans le Lot et leur eaux, très riches en calcaires, déposaient des sédiments qui, depuis, se sont meulièrement. En profondeur, surtout sous les dépôts continentaux plus meubles, par infiltration, se formaient d'abondantes nappes phréatiques à la saison des pluies. Et les strates calcaires du Coniacien supérieur, encore profondément enfouies, à 150 et 200 mètres de profondeur, étaient vigoureusement attaquées par des eaux tièdes et légèrement acides; elles se dissolvaient, ne laissant que des dépôts d'argile et de sable et, çà et là, quelques blocs moins solubles, destinés à devenir les « pechs » de Braulens et de Rocamadour, à créer, comme l'a si bien dit L. Cusinier, « un karst poussé jusqu'à l'absurde » [88].

Mais ce n'est pas seulement à l'Eocène et à l'Oligocène que s'est produite la karstification périgourdine; elle s'est poursuivie jusqu'à la fin du Tertiaire et de nos jours encore elle se continue en profondeur sans qu'il soit possible de s'en rendre compte nettement sinon par des sources aux eaux riches en carbonate de chaux et par des séismes, reflets d'effondrements à l'intérieur de l'écorce terrestre. La karstification périgourdine n'est donc ni antérieure ni postérieure aux dépôts qui ont comblé les grottes et les cavernes; c'est un phénomène continu, plus ancien dans les parties les plus élevées des collines périgourdines, plus récent dans les parties les plus basses, contemporain de notre ère dans les strates calcaires qui n'ont pas encore été mises à jour par l'érosion sub-aérienne. On ne peut donc pas fixer un âge précis à l'ensemble de la karstification périgourdine; on peut tout au plus attribuer les plus anciennes zones de karstification, situées à plus de 200 mètres d'altitude dans le Sarladais, à plus de 150 mètres dans le Ribéracois et dans la région de Sainte-Alvère, à la période oligocène et peut-être à la fin de l'éocène, avant la formation de la surface d'érosion n° 11 pré-tampienne. Mais quand cette surface prit de l'ampleur, les régions karstiques d'altitude supérieure aux nouvelles vallées, se vidèrent de leur nappe phréatique et le karst cessa d'évoluer, devint un karst desséché, un karst mort. Semblable processus s'est reproduit chaque fois qu'une

nouvelle vague d'érosion est venue disséquer les strates crétacées du Périgord et par cela même, si l'on peut difficilement dater le début de la formation d'un relief dû à l'érosion karstique pure, on peut au contraire fixer d'une manière assez précise l'âge de sa mort : c'est le moment où se produit un nouvel enfoncement des thalwegs, entre deux périodes de stabilité favorables à la formation de replats ou de pénéplaines.

Cette morphologie karstique des grottes se distingue ainsi nettement de la morphologie karstique des sotchs, des igues, des « crozes » et des vallées sèches; elle est due presque exclusivement à la dissolution des calcaires sous d'assez grandes profondeurs (plusieurs centaines de mètres), tandis que les dolines et les avens proviennent en grande partie de l'érosion mécanique due au ruissellement. L'une d'ailleurs n'exclut pas l'autre. A côté des strates perforées par la dissolution on trouve des terrains calcaires de consistance variée où les couches tendres, situées sous des couches dures, se prêtent à l'action de soutirage et de déblayage analysée plus haut. Il se peut même que l'érosion karstique pure favorise l'érosion karstique par ruissellement, les avens et les sotchs s'établissant de préférence sur des couloirs élargis déjà par la dissolution du calcaire. Les dolines ont parfois à leur origine des cavités mises à jour par l'érosion subaérienne, et les ruisseaux souterrains empruntent de préférence le réseau créé par les nappes phréatiques dans les bancs calcaires solubles, quand ces nappes les ont évacués par suite d'un abaissement rapide du niveau de base.

Ainsi donc, le karst périgourdin présente les mêmes accidents de relief que les Causses du Quercy, les Grands Causses du Massif Central et, d'une manière générale, toutes les régions calcaires à structure subhorizontale. Toutefois, dans les strates crétacées du Périgord les phénomènes karstiques présentent quelques particularités que l'on doit mettre en valeur :

1° La dissolution de certains grès calcaires, en particulier ceux du Coniacien supérieur, peut être poussée jusqu'à la disparition complète de la strate attaquée ou ne laisser subsister que quelques chicots çà et là, comme les « pechs » du Sarladais. Les calcaires jurassiques du Quercy et du Massif Central méridional sont plus purs, plus épais, plus compacts et moins solubles, aussi se prêtent-ils plutôt à la formation de simples cavités.

2° Les sédiments crétacés, étant moins épais que les sédiments jurassiques, les accidents karstiques ont moins d'ampleur en Périgord que dans le Quercy : les dolines, moins nombreuses, n'ont que quelques dizaines de mètres de diamètre et ne se groupent pas pour donner des ouvalas et des polîes comme dans les Grands Causses et le Carso Yougoslave. De même, les cavités, les grottes et les abîmes n'atteignent pas aux dimensions grandioses de Padirac, de Dargilan ou de Han en Belgique; les vallées sèches sont moins nombreuses et moins profondes que dans les Causses de Martel et de Limogne.

3° Enfin le karst périgourdin est moins visible que le karst quercy-nois; très souvent les crozes, les grottes, les dolines et même les vallées

sèches sont encombrées de débris divers : sables et argiles de décalcification, dépôts de pente et de surface ayant glissé dans les anfractuosités des roches; bref, les accidents karstiques du Périgord sont obstrués en beaucoup d'endroits par des masses résiduelles que le ruissellement n'a pas entraînées vers l'aval, tandis que les calcaires jurassiques, même ceux du Causse périgourdin, sont presque complètement nettoyés de la couverture tertiaire et des résidus de la décalcification par un ruissellement plus actif.

Ce contraste frappe la vue quand on consulte la carte géologique au 1/80.000^e de Périgueux [3] ou de Brive [7]. Tandis que les calcaires du Bathonien ou du Séquanien ne portent que de rares plaques de sables du Périgord ou de graviers pliocènes, les sédiments de l'Angoumien, du Coniacien ou du Santonien sont cachés sur de vastes étendues par des masses de dépôts tertiaires : sables et argiles du sidérolithique, sables et graviers de l'Oligocène et du Pliocène. Le ruissellement, le long des pentes et dans l'intérieur des bancs calcaires par les cavités karstiques, a été moins intense sur le Crétacé que sur le Jurassique.

Cette opposition dépend de plusieurs causes qui ont joué sans doute toutes à la fois :

1^o En premier lieu intervient la différence de composition des calcaires jurassiques; tandis que ceux-ci sont en général assez purs et ne laissent, par décalcification, qu'une médiocre couche d'argile rouge ou brune, les calcaires du Crétacé sont moins purs; la plupart des horizons du Ligérien, du Coniacien, du Santonien et du Maestrichtien sont constitués par des grès à ciment calcaire qui ne diminuent guère de volume quand le ciment est dissous; d'énormes masses de sables s'accumulent à la surface des strates gréseuses. Dans le Campanien moyen et le Santonien supérieur, les silex noirs ou lie-de-vin sont très nombreux et ils restent, à la place des anciens bancs calcaires, enrobés dans une argile noirâtre, quand les eaux des nappes phréatiques ont terminé leur œuvre de dissolution. Donc, dans l'ensemble, les dépôts de décalcification des calcaires crétacés sont beaucoup plus abondants que ceux des calcaires jurassiques et suffisent à expliquer l'obturation des cavités karstiques, où le ruissellement ne peut se donner libre cours.

2^o En second lieu, on peut admettre que le réseau souterrain des grottes et des cavernes dans les calcaires crétacés, étant moins vaste que dans les calcaires jurassiques, le ruissellement y est beaucoup moins intense; par suite de la faible épaisseur des bancs de calcaire soluble et de la présence de nombreux horizons marneux tendres et peu solubles, les cavités karstiques n'ont pas atteint en Périgord l'ampleur qu'elles ont dans les Causses; les diaclases et les fissures, qui séparent les blocs les uns des autres dans les calcaires bajociens, ne sont pas aussi nombreuses ni aussi larges dans les calcaires campaniens ou angoumiens. Aussi les dépôts de couverture descendus du Massif Central, qui étaient à l'origine aussi abondants sur le Jurassique que sur le Crétacé, ont-ils moins aisément disparu dans les profondeurs du sol sous l'effet du ruissellement en Périgord que dans le Quercy; le nettoyage des dépôts tertiaires par l'érosion subaérienne est donc moins poussé autour de Périgueux qu'autour de Cahors; en parti-

culier la présence autour de Sarlat d'un niveau de base local, constitué par les argiles du Coniacien, a freiné considérablement le déblaiement du karst situé au-dessus de la couche imperméable.

3° Enfin on peut faire intervenir une sensible différence d'altitude absolue et d'altitude relative entre Périgord crétacé et Quercy jurassique. De 400 mètres vers Gramat, les sommets des collines du Bassin Aquitain septentrional s'abaissent à 200 mètres vers Bergerac et Ribérac. De même la dénivellation entre les plateaux et les vallées qui est de 300 mètres en Quercy n'est plus que de 100 à 150 mètres en Périgord. Dans ces conditions, le ruissellement est moins intense autour des vallées de l'Isle et de la Dronne qu'autour des vallées du Lot et du Célé, en plein causse jurassique. En Périgord, l'érosion a été atteinte d'une sorte de faiblesse qui a préservé du nettoyage total des croupes couvertes de sidérolithique et de sables tertiaires. Si l'on ajoute à ces différences d'altitude, les mouvements de subsidence qui ont entraîné dans de vastes cuvettes, comme celle de la Double, à un niveau voisin de la mer, les sables argileux du Périgord, on comprend aisément la persistance d'une abondante couverture de débris divers sur les collines périgourdines tandis qu'une couverture analogue a disparu des plateaux quercynois.

d) Le relief structural dans la couverture tertiaire du Périgord crétacé.

Les dépôts tertiaires à la surface du Périgord crétacé sont donc assez abondants pour jouer dans le relief structural un rôle encore important. Leurs formes s'opposent nettement à celles que l'on a décrites dans les calcaires crétacés quand ceux-ci affleurent sur les bords des collines et sur les versants des vallées.

1. Leur répartition et leur structure [15].

α) Leur répartition. — Les dépôts tertiaires sont, en général, limités aux régions les plus éloignées des grands cours d'eau, celles qui ont le moins subi l'influence de l'érosion normale, à mi-distance de l'Isle et de la Dronne, de la Dordogne et du Lot, de la Vézère et de l'Auvézère. Ils sont également très abondants en bordure des terrains cristallins du Massif Central d'où ils proviennent et des terrains tertiaires du Bassin Aquitain où, par subsidence, ils se sont accumulés.

Ainsi, une première zone de sables, d'argiles et de graviers, datés de l'Oligocène au Pliocène, s'étend au Nord et au Nord-Ouest du Périgord, de Thiviers à la Rochebeaucourt, au contact des granites du Nontronnais et des calcaires liasiques et jurassiques de Saint-Jean-de-Cole et de Saint-Pardoux-là-Rivière. Cette zone est particulièrement bien développée entre Saint-Pardoux et Mareuil, sous les bois de Beaussac, de Puycheny et de Saint-Angel [3].

Une seconde traînée de cailloutis et d'argiles tertiaires prend le Périgord en écharpe de Thiviers à Périgueux et, de là, s'étend, entre la Dronne et l'Isle, par Léguilhac-de-Lauche, jusqu'aux dépôts de la Double

où se sont accumulés les sables oligocènes. Elle porte les bois et les forêts de Ligueux, de Lanmary, de Feytaud et de Chancelade, autour de Périgueux.

Au centre même de la région, une autre bande de terrains tertiaires, d'origine continentale, s'étend de l'Est à l'Ouest, entre Thenon et Villamblard, au Nord de Rouffignac et de Vergt. Là, également, abondent les bois sur des sols pauvres et siliceux : Forêt Barade à l'Est, forêt de Vergt au centre, bois de Beleymas à l'Ouest [6].

Vers le Sud-Ouest, en bordure du Landais, sables du Périgord et argiles sidérolithiques prennent de plus en plus d'espace sur les collines de Campsegret et de Liorac, avec des forêts touffues de châtaigniers et de pins, comme dans la forêt de Montelard. Il faut ensuite passer sur la rive gauche de la Dordogne pour trouver de nouveau de vastes étendues de terrains tertiaires d'origine continentale : une première zone est comprise entre Domme et Gourdon, aux confins du Périgord et du Quercy; une seconde zone s'étend autour des vallées de la Nauze, de la Couze et de la Lémance, aux confins du Périgord et de l'Agenais, là où les sables sidérolithiques passent latéralement aux mollasses du Bassin Aquitain.

β) *Leur structure* [114, 151]. — La structure de ces divers dépôts est peu variable. Ce sont partout des terrains meubles, tendres, constitués par des argiles, des sables, des graviers et des galets de quartz. Ils ne résistent pas au ruissellement et sur les pentes un peu vives, quand ils sont imprégnés d'eau, ils glissent aisément vers les thalwegs.

Deux ou trois exceptions doivent cependant être signalées. Ce sont d'abord les grès qui abondent dans la Forêt de Liorac, à tel point qu'on a pu y ouvrir jadis des carrières pour la taille de pavés destinés à Bergerac et à Bordeaux (photo XXXVII). Mais on rencontre également des blocs de grès de plusieurs mètres cubes, çà et là, au sommet des collines périgourdines, dépouillés des sables où ils ont pris naissance, et leur aspect insolite a frappé les imaginations. Les anciens Périgourdins ont considéré ces chaos comme des sites mystérieux; ils y ont édifié des chapelles ou les ont qualifiés de « cabanes des loups ». Des chercheurs, mal informés, ont cru que ces blocs de grès avaient été apportés en Périgord par des glaciers descendus du Massif Central; l'hypothèse ne correspond pas à la réalité.

A ces formations gréseuses, dont la structure diffère de celle des arènes où elles ont pris naissance, il convient d'ajouter comme roche dure les meulières de Bord, à l'Est de Domme, et de la Bessède, à l'Ouest de Belvès. Grâce aux fossiles qu'elles contiennent on a pu les dater du Sannoisien. A l'origine, c'étaient des dépôts lacustres, purement calcaires, qui ont conservé ce faciès à l'Ouest de la Bessède où ils passent latéralement aux calcaires blancs de Castillon. Mais, sous l'influence des agents atmosphériques et sous des climats chauds à deux saisons, l'une sèche, l'autre humide, ces calcaires se sont transformés en meulière par dissolution du carbonate de chaux et concentration de la silice. De sorte que les hauteurs de Bord et de la Bessède sont couvertes d'une plaque de roche très dure que l'on exploite dans des carrières pour la fabrication des meules de moulins [124].

2. *Relief structural des dépôts tertiaires.* — L'influence de ces divers dépôts tertiaires sur le relief structural du Périgord varie selon leur degré de résistance à l'érosion subaérienne. Les amas de graviers, de sables et d'argiles accumulés sur les sommets des collines périgourdines donnent des formes topographiques aux courbes adoucies et des vallonnements peu accentués. C'est le cas de la Forêt Barade qui coïncide avec la vallée supérieure du Manoir, de la région de Vaunac, au Nord de Périgueux, et de Fongalop, au Sud de Belvès. Le relief sous-jacent des collines crétacées n'est pas complètement effacé, mais toutes les aspérités des roches calcaires, tous les escarpements et toutes les ruptures de pente sont supprimés ou très sensiblement atténués par les matériaux meubles qui les recouvrent. Du haut d'un belvédère dominant la Forêt Barade ou la Forêt de Vergt, on a devant soi un moutonnement confus de collines vertes, sans vigueur ni accent; c'est un relief mou, effacé, où de larges combes se raccordent par de faibles pentes à des croupes surbaissées. Dans ces régions monotones, cavités, dolines et vallées sèches d'origine karstique sont voilées par les dépôts qui les garnissent en grande partie.

Toutefois, quelques accidents, çà et là, donnent un peu de vigueur à cette morphologie de terrains meubles. Ils sont de deux sortes. Les uns proviennent d'une brusque attaque du ruissellement sur des sables et des argiles : un ravin se creuse, les dépôts sont rapidement attaqués et emportés et une entaille de 10 à 20 mètres de profondeur et de quelques centaines de mètres de longueur ouvre une brèche sur la pente d'une colline (photo XXXVI). Certaines datent de quelques années à peine; dans les vignes du Sablou, sur le versant occidental de la Dronne, entre Saint-Front et Quinsac, s'ouvre ainsi, dans des argiles rutilantes et des sables jaunes, une tranchée récente qui provient des pluies d'orage. D'autres, envahies par la végétation, se conservent sous bois dans les forêts de Vergt ou de Lanmary; les hasards des courses les font découvrir et leur traversée, sous l'influence de la pente aussi bien que des ronces et des fougères, s'avère parfois difficile. Mais, si la protection des arbres fait défaut et si l'intervention de l'homme n'entretient pas le ravinement, la coupure, aux versants raides mais instables, ne tarde pas à disparaître par glissement des matériaux qui la composent.

A ces accidents, qui rappellent les « balze » et les « frane » d'Italie et tous les « bad lands » du monde, s'ajoutent d'autres reliefs assez vigoureux qui surgissent dans les sables quand ils sont consolidés par des blocs de grès. Plusieurs buttes, éparses dans les bois de Fongalop, au Sud-Ouest de Belvès, et signalées sur la carte d'Etat-Major, proviennent de la résistance de ces blocs de grès au ruissellement qui les a presque transformés en « cheminées des fées ». Mais c'est dans la forêt de Liorac que les grès, issus des sables sidérolithiques, prennent toute leur ampleur; leurs blocs parsèment les sous-bois et donnent à ce coin du Périgord un aspect de la forêt de Fontainebleau (photo XXXVII). De plus, ces masses de roches très dures ont gêné la propagation vers l'amont des vagues d'érosion déterminées le long des cours d'eau par les abaissements successifs du niveau de base. Aussi la région de la forêt de Liorac forme-t-elle comme un plateau chaotique bordé, au Nord et au Sud, par des ravins escarpés qui

mordent difficilement sur la bordure gréseuse. La structure a paralysé ici l'œuvre des épicycles d'érosion depuis la formation de la pénéplaine éocène sur laquelle reposent les grès de Liorac.

Enfin, deux autres accidents morphologiques surgissent au milieu des dépôts tertiaires du Périgord, ce sont les plateaux meuliérisés de Bord, à l'Est de Domme, et de la Bessède, à l'Ouest de Belvès (fig. 26 et 63). On a dit ailleurs ce qu'il fallait penser de ces deux plaques de roche dure reposant sur les terrains tendres du sidérolithique. Il faut surtout retenir ici les légers mouvements qui les ont affectées en les inclinant vers le Sud-Ouest pour la Bessède et vers le Nord-Est pour la « plaine » de Bord. De la sorte, la plaque de meulière de Bord forme un plateau dont l'altitude la plus élevée, voisine de 300 mètres, se trouve située à l'Ouest et au Sud-Ouest, tandis qu'au Nord-Est il descend à 277 mètres (fig. 63). La meulière a préservé de l'érosion subaérienne, très vigoureuse en cet endroit à cause de la proximité de la Dordogne qui coule à 230 mètres plus bas, les terrains très tendres du Sidérolithique. Et sur l'horizon, la « plaine » de Bord se découpe comme une table très faiblement inclinée vers l'Est; elle domine de ses bords escarpés une foule de ravins rougeâtres tranchés dans les argiles et les sables tertiaires et dans les calcaires coniaciens du substratum. Elle dresse, vers le Sud-Ouest, un front de côte qui surplombe les molles ondulations des collines de Cénac à Saint-Martial-de-Nabirat, tandis que, vers le Nord et le Nord-Est, son revers a été entamé par un méandre de la Dordogne, quand le cours d'eau coulait sur le niveau d'érosion mio-pliocène, à 220 mètres environ d'altitude absolue.

De même, le plateau de la Bessède se détache sur le fond du ciel comme une ligne rigide, parfaitement plane et à peine inclinée vers le Sud-Ouest; ses meulières ont vigoureusement résisté à l'attaque des ravins venus de la Nauze, de la Dordogne ou de la Couze; au contraire, vers le Sud-Ouest, entre Molière et Bourniquel, là où la meulière passe latéralement au calcaire de Castillon, l'érosion a eu plus de succès et l'ancien fond du lac sannoisien est réduit à une étroite traînée de roches blanches et tendres superposées aux sables sidérolithiques. Mais, à l'Est de la Salvetat, le plateau retrouve toute sa solidité; il s'élève lentement de 230 à 240 mètres et se termine par un front de côte au-dessus du vallon de Saint-Pardoux, près de Belvès (fig. 26).

Toutefois, sauf ces quelques exceptions créées par les grès et les meulières, le relief structural des dépôts tertiaires du Périgord reflète la nature meuble des terrains; mou et effacé, il contribue à atténuer l'âpreté et la vigueur du relief calcaire et, s'il règne sur de vastes étendues dans l'intérieur des plateaux et des collines périgourdines, c'est que, pour les raisons que l'on a examinées ci-dessus, l'altitude et la structure des calcaires crétacés n'ont pas permis le nettoyage complet du « piedmont » périgourdin recouvert, au cours du Tertiaire, par des dépôts alluviaux descendus du Massif Central et par des formations éluviales provenant de la décomposition sur place des terrains secondaires.

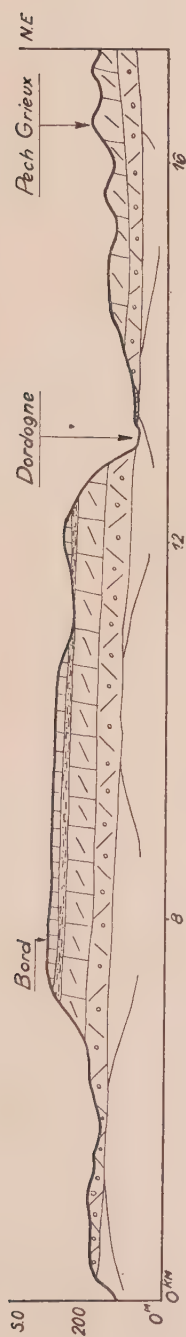


Fig. 63. — LA « PLAINE » DE BORD PRÈS DE DOMME.

4° LES INFLUENCES STRUCTURALES DANS LES VALLÉES
DU PÉRIGORD CRÉTACÉ.

a) *Sur l'orientation.*

Comme on l'a vu dans la première partie de cet ouvrage (p. 198), l'orientation générale des vallées périgourdines a été déterminée par les déformations d'ensemble du Bassin Aquitain septentrional. L'orientation Nord-Est-Sud-Ouest, que l'on relève dans les cours supérieurs de la Dronne, de l'Isle et de l'Auvézère, et dans le cours inférieur de la Vézère, procède de l'inclinaison des couches géologiques vers la gouttière garonnaise; c'est une orientation normale, conséquente.

Mais à cette orientation prépondérante s'en est superposée une autre, moins importante, qu'il ne faut cependant pas négliger si l'on veut expliquer la disposition du réseau hydrographique du Périgord; par suite d'un léger gauchissement de l'ensemble des terrains au Nord de la Garonne, du Sud-Est au Nord-Ouest, surtout dans la partie septentrionale, les cours d'eau tertiaires ont été déviés vers le Nord-Ouest en direction de la Charente. Le Bandiat, à la sortie du Nontronnais, a fortement subi cette influence et s'est incurvé presque à angle droit vers Angoulême; la Dronne, en aval de l'Isle, les ruisseaux de la Crempse et du Vern ont également répondu à cet appel d'une zone de subsidence située au large d'Oléron et de La Rochelle. La Dordogne, en aval de Beaulieu, et le Dropt reflètent eux aussi la déviation vers le Nord-Ouest; mais en ce qui concerne ces deux cours d'eau, cette déviation se combine avec la direction conséquente et les deux forces d'attraction donnent une composante Est-Ouest [13 et 14].

Telle est, dans ses grandes lignes, l'explication de la répartition du réseau hydrographique périgourdin. Dans le détail, les mouvements tectoniques ne jouent plus seuls et la nature des roches, les influences structurales interviennent à leur tour. Les cours d'eau d'importance secondaire subissent plus fortement que les grandes rivières descendues du Massif Central, à la fois l'action des déformations de l'écorce terrestre et l'inégale résistance des roches. Ainsi, comme on l'a déjà signalé, les accidents sud-armoricains, qui jalonnent de dômes et de cuvettes les couches sédimentaires du Périgord, se reflètent dans l'orientation des ruisseaux du Ribéracois; la Belle de Mareuil a découpé sa vallée dans l'axe de l'anticlinal qui fait surgir au milieu du Coniacien les strates de l'Angoumien, du Ligérien et du Virgulien. Toutefois, dans son cours inférieur, elle échappe à cette influence structurale pour couper le synclinal à Saint-Crépin-Combiers, où se sont conservées les marnes du Campanien, et rejoindre la Nizonne à Moulin-Neuf. Ce dernier cours d'eau reflète aussi dans sa vallée supérieure, mais moins nettement que la Belle, l'influence du relèvement des strates crétacées vers le Nord-Est et du contact de l'Angoumien et du Ligérien avec le Jurassique, de sorte que son orientation est presque subséquente de Saint-Front-sur-Nizonne jusqu'au pied des Graulges.

Par contre, sur l'Euche, qui descend de la Tour-Blanche, et sur son affluent la Ruche, l'influence de la boutonnière jurassique de Chapdeuil

est incontestable. Les petites vallées orientées du Nord-Ouest au Sud-Est, selon la direction de l'accident sud-armoricain se sont fixées au contact du Portlandien et du Cénomaniens avec un profil transversal dissymétrique, les versants découpés dans le Crétacé offrant des escarpements, tandis que ceux qui s'élèvent sur le Portlandien ont des pentes plus douces et plus régulières. On trouve donc ici des types très nets de vallées subséquentes monoclinales subissant l'influence des mouvements tectoniques et l'inégale résistance des sédiments à l'érosion normale.

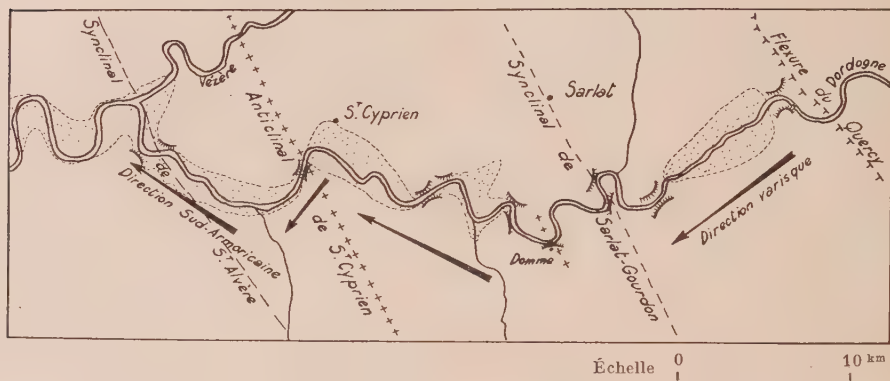
De même, entre la Dronne et l'Isle, toute une série de vallons paraissent avoir subi l'influence des ondulations sud-armoricaines; les vallées qui descendent de Mensignac, vers la Dronne, et de la Chapelle-Gonaguet, vers l'Isle, sont orientées du Nord-Ouest au Sud-Est parallèlement aux grands accidents hercyniens qui se reflètent dans l'allure des strates crétacées. Entre l'Isle, d'une part, et la Vézère et la Dordogne, de l'autre, on peut noter la grande coupure créée par les vallées opposées du Manoir et du ruisseau de Manaurie, empruntée par la voie ferrée de Périgueux à Agen et qui est presque rigoureusement parallèle à la direction de l'anticlinal de Berbiguières-Saint-Cirq-Périgueux. Mais ici les ondulations des terrains crétacés ne sont pas assez marquées pour créer des reliefs monoclinaux; on ne peut que constater une orientation anormale des vallées secondaires, orientation perpendiculaire à la direction conséquent des cours d'eau périgourdins et probablement imposée par des accidents tectoniques.

On pourrait encore relever autour du confluent de la Vézère et de la Dordogne de nombreux vallons de direction sud-armoricaine, tels ceux de Journiac, de Paunat et de Pézuls, au Nord de la Dordogne, de Campagne, de la Redonde et de Mouzens, entre Vézère et Dordogne. Sur la rive gauche de la Dordogne, le cours inférieur de la Couze, le ruisseau de Cadouin, la Nauze de Belvès, la vallée inférieure du Céou et la Germaine de Saint-Cyr-Madelon s'étirent du Sud-Est au Nord-Ouest en fonction d'une série de dômes allongés dans le même sens et appartenant aux accidents sud-armoricains.

La vallée même de la Dordogne n'est pas indifférente dans le détail à ces influences tectoniques; de Domme à Beynac, de Saint-Vincent-de-Cosse à Saint-Cyprien, et de Siorac à Limeuil, elle offre de longues sections orientées vers le Nord-Ouest (carte XII); ce sont des fragments de vallées subséquentes, fixés en fonction des anticlinaux et des synclinaux hercyniens qui ont, en Sarladais, une ampleur plus grande que dans le Périgord central. Ainsi, entre Saint-Vincent-de-Cosse et Saint-Cyprien, la vallée de la Dordogne est à peu près parallèle à l'anticlinal qui fait surgir le Virgulien et le Portlandien au milieu du Ligérien et de l'Angoumien. Ces diverses sections subséquentes sont reliées les unes aux autres par des sections conséquentes plus étroites et orientées vers le Sud-Ouest, de Beynac à Saint-Vincent et de Saint-Cyprien à Siorac-de-Belvès. De sorte que la vallée principale du Périgord est orientée de l'Est à l'Ouest parce qu'elle est en réalité composée d'une série de fragments perpendiculaires les uns par rapport aux autres, disposés en « baïonnette » comme dans un cours d'eau jurassien. Ce rapprochement avec les vallées du Jura n'est pas

le seul que l'on puisse faire en Périgord et l'on verra par la suite se dessiner encore d'autres analogies morphologiques entre les deux régions également calcaires et également plissées.

En particulier, on peut dès maintenant signaler la situation réciproque des cours d'eau et des accidents hercyniens de direction sud-armoricaine. La plupart des vallées ou des sections de vallée, orientées du Sud-Est au Nord-Ouest, la Belle, à Mareuil, l'Euche, dans la traversée du dôme de Chapdeuil, la Dordogne, à Saint-Cyprien, ou bien le Manoir de



Carte XII. — VALLÉE DE LA DORDOGNE EN SARLADAIS : CLUSES ET BASSINS.



Bassins.



Etroits.

Ladouze à Boulazac, coulent sur l'axe ou sur le flanc d'un anticlinal, jamais dans un synclinal. Ces rapports entre la tectonique et le réseau hydrographique, que l'on relève dans le Bassin Parisien et dans le Jura, et qui se retrouvent dans le Bassin Aquitain septentrional, peuvent s'expliquer par des influences structurales qui ont été déjà analysées à propos des reliefs monoclinaux du Périgord crétacé. Il est donc inutile d'y revenir; il suffit de les rappeler.

b) L'influence de la structure sur le profil transversal des vallées périgourdines.

Si la tectonique et la nature des roches modifient d'une manière parfois très profonde les grandes lignes comme les petits détails du réseau hydrographique périgourdin, les mêmes causes donnent au profil transversal des vallées une variété aussi grande que celle que l'on a déjà relevée dans la description des divers reliefs structuraux issus de la résistance plus ou moins grande du substratum crétacé à l'action de l'érosion normale et karstique. Une rapide promenade, le long d'une vallée périgourdine, suffit, en effet, à montrer à quelques kilomètres seulement de distance, des

versants très différents les uns des autres. Tantôt ils s'écartent pour laisser la vallée s'épanouir en une sorte de bassin dans des roches tendres, tantôt ils se rapprochent sous l'influence d'une barre de calcaire très dur et le cours d'eau doit franchir une sorte de défilé; ici, ils s'inclinent en pente douce couverte de champs et de bois, là, ils se dressent en escarpements grandioses et pittoresques; parfois, sur 10 à 15 kilomètres de longueur, la vallée est absolument rectiligne; parfois, au contraire, elle se courbe en méandres harmonieux ou en sinuosités brusques et heurtées. Chacun de ces accidents est un reflet de la structure et se trouve lié à la fois à un mouvement tectonique et à la présence de strates sédimentaires d'une qualité particulière. Il est possible de distinguer tout de suite les influences opposées des zones où affleurent les roches tendres de celles où n'affleurent que des roches dures; on examinera ensuite seulement le problème des méandres.

1. *Les vallées périgourdines dans les sédiments tendres du Crétacé.* — Partout où, sous l'influence de la tectonique, un cours d'eau périgourdin coupe une bande de terrains tendres, sa vallée s'élargit et les pentes des versants s'adoucissent; les argiles et les grès du Coniacien, les calcaires arénacés de l'Angoumien supérieur et les argiles du Coniacien inférieur, les sables ferrugineux et les calcaires blancs marneux du Santonien moyen et enfin presque tous les horizons crayeux et marneux du Campanien se prêtent à cet élargissement et à cet adoucissement des pentes dans les vallées du Périgord crétacé.

Ainsi, *la Dronne*, qui, jusqu'à Bourdeilles, coule dans une vallée sinueuse et étroite, s'élargit une première fois en amont de Lisle, dans le Santonien, puis s'engage en aval de cette localité dans une belle et large coupure pratiquée aux dépens des marnes crayeuses du Campanien: les terrains tendres et gélifs du Crétacé supérieur se sont largement ouverts au passage de la rivière (photo XIV).

Sur la Vézère, après la traversée difficile des barres bajocienne et bathonienne, de Condat à Aubas, la vallée s'épanouit autour de Montignac dans les argiles du Coniacien inférieur; de 500 mètres de largeur, elle passe à 1.800 mètres en face de la petite cité du Sarladais septentrional. Et même, au pied d'Aubas, un ancien méandre abandonné lui assure une ampleur de 3 kilomètres. Vers l'aval, elle se resserre de nouveau quand elle attaque les calcaires coniaciens, de sorte que la percée consécutive qu'elle a réalisée ici, prend vers l'amont, par suite d'élargissements latéraux vers le Sud-Est et le Nord-Ouest, parallèlement aux accidents qui font apparaître les calcaires crétacés le long de la faille de La Cassagne, l'allure d'un début de dépression subséquente. Si les marnes du Coniacien inférieur étaient plus puissantes, et si les petits affluents latéraux, comme le ruisseau d'Auriac et celui de la Combelle, avaient pu développer plus largement des vallées monoclinales, le bassin de Montignac rappellerait les dépressions périphériques du Lias autour du Massif Central [7].

Après Thonac, la vallée vézérienne s'élargit encore en aval des Eyzies, autour de Saint-Cirq, dans les calcaires tendres de l'Angoumien supérieur, puis dans les marnes du Virgulien que l'anticlinal de Saint-Cyprien fait

surgir dans le vallon des Faures. Enfin, après le Bugue, elle prend une ampleur encore accrue, non seulement parce qu'elle se rapproche de son confluent, mais aussi parce qu'elle se découpe dans les terrains tendres du Campanien que la cuvette synclinale de Saint-Alvère ramène au niveau du cours d'eau.

Sur la *Dordogne* (carte XII), un premier bassin se dessine autour de Calviac et de Sainte-Mondane, à l'entrée du cours d'eau dans le Périgord crétacé. Il s'agit encore ici, comme à Montignac, sur la Vézère, d'une percée conséquente qui s'effectue dans les calcaires tendres de l'Angoumien supérieur et les argiles du Coniacien inférieur. De sorte que le cours d'eau a aisément écarté les versants de sa vallée. Au Sud, on décèle encore la courbe d'un méandre qui a découpé en demi-cercle les pentes qui s'étendent à l'Est de Saint-Julien-de-Lampon et au Sud de Sainte-Mondane. Au Nord, la terrasse de Calviac donne à la vallée plus d'ampleur et l'ensemble esquisse un début de dépression subséquente au pied des escarpements du Coniacien supérieur (photo XXIX et cartes XI et XII).

Un second bassin beaucoup plus ample commence à se découper dans les calcaires et les marnes de l'Angoumien, à partir de Vézac, et ne cesse de s'élargir jusqu'à Saint-Cyprien où il atteint, avec les terrasses qui le bordent, plus de 3 kilomètres de largeur. Il s'est développé sur la bordure orientale de l'anticlinal de Berbiguières qui fait réapparaître les argiles et les marnes virguliennes d'Envaux et d'Allas-les-Mines. On saisit ici, sur le vif, l'action considérable menée par l'érosion karstique et le ruissellement dans des couches tendres surmontées de strates plus dures; en particulier, sur la rive gauche de la Dordogne, des Mirandes à La Borie, on aperçoit de multiples vallons dessinés dans les marnes virguliennes au-dessous du chapeau des calcaires portlandiens qui assurent une certaine protection à l'ensemble des terrains tendres sous-jacents. Mais, par soutirage et par déblayage, les marnes virguliennes sont emportées, leur pente tend à s'accroître; des glissements se produisent, le chapeau portlandien, mal soutenu, s'effrite et sa bordure recule. Ainsi s'est élargi peu à peu le bassin de Saint-Cyprien vers le Sud-Ouest. Au Nord-Est, dans les calcaires gréseux et les marnes du Cénomanién, du Ligérien, de l'Angoumien et du Coniacien, dont les assises sont de résistance très inégale, des phénomènes analogues, mais à plus petite échelle, se sont produits. En particulier, sous les escarpements de l'Angoumien, à l'Est de Saint-Cyprien, les terrains tendres du Ligérien sont rayés de profondes ravines qui rappellent les « barrancos » d'un jeune volcan mexicain.

Après un étroit défilé, au passage de l'anticlinal faillé de Berbiguières, la vallée de la Dordogne s'élargit de nouveau vers le Coux, le Buisson et dans les méandres d'Alles, de Trémolat et de Calès, à cause des calcaires marneux du Campanien qui bordent les rives du cours d'eau et adoucissent les pentes des versants partout où les sinuosités de la rivière ne viennent pas frapper trop violemment les rives concaves. Ce long bassin, assez tourmenté, qui coïncide en gros avec le passage de la zone synclinale de Sainte-Alvère, se termine en aval de Pontours où la Dordogne a dû creuser sa vallée dans les calcaires très durs du Maestrichtien (photo XXX).

On pourrait établir de semblables remarques le long de cours d'eau de moindre importance que la Dordogne ou la Vézère; on constaterait toujours aisément la même correspondance, d'ailleurs toute naturelle, entre l'ampleur de la vallée et la nature des terrains. La Louyre et le Caudeau, en amont de Lamonzie-Montastruc, ont des vallées plus larges qu'en aval parce qu'elles traversent les terrains tendres du Campanien qu'un brachyantoclinal fait apparaître au-dessus des thalwegs, couronnés de calcaires maestrichtiens très durs. En Sarladais, le Néa, qui descend de Salignac, élargit sa vallée à Saint-Vincent-les-Paluels dans les argiles coniaciennes. De même, la Germaine, sur la rive gauche de la Dordogne, étale ses rives à Saint-Cirq-Madelon, aux limites du Lot et de la Dordogne. Elle traverse des roselières et des marécages qui reposent sur les terrains tendres et imperméables du Coniacien inférieur. Le Céou, à Saint-Cybranet, la Lémance, à Sauveterre, dans le Sud du Périgord, assurent à leurs vallées une belle ampleur grâce à la traversée du Virgulien marneux que ramènent à la surface des anticlinaux sud-armoricains.

Ainsi, partout où, sous l'influence des déformations tectoniques, les terrains tendres du Crétacé, et parfois du Jurassique, sont ramenés à l'air libre sur le passage d'un cours d'eau, la vallée de ce cours d'eau s'élargit par suite de l'attaque plus facile de l'érosion sur un matériel tendre : ruissellement, érosion normale ou glissement, usure des méandres, soutirage et déblayage par érosion karstique font reculer les versants, atténuent les pentes, favorisent le façonnement des terrasses et ainsi, au milieu des âpres collines du Périgord, un bassin s'entrouvre, favorable aux cultures sous un climat adouci par les bois et les pentes du voisinage.

Mais ces dépressions ne sont pas réparties au hasard, elles s'échelonnent le long des cours d'eau en fonction des accidents structuraux et dans l'ensemble elles s'alignent du Sud-Est au Nord-Ouest selon la direction sud-armoricaine.

2. *Les vallées périgourdines dans les sédiments durs et hétérogènes du Crétacé.* — Si les cours d'eau du Périgord élargissent leurs vallées dans les sédiments tendres du Crétacé moyen et supérieur, par contre, ils doivent se restreindre à d'étroites coupures dans les terrains qui offrent plus de résistance à l'action de l'érosion. En particulier les horizons des calcaires en plaquettes du Maestrichtien supérieur, les calcaires dolomitiques jaunes, compacts ou en dalles du Maestrichtien moyen, les calcaires blanc-verdâtre, très durs, du Santonien supérieur et inférieur, les grès jaunâtres et compacts du Coniacien supérieur et les calcaires blancs du Provencien et de l'Angoumien déterminent, partout où les recoupent les vallées, des escarpements, des corniches, des pentes vives et rapprochées qui rappellent, non seulement par leur aspect, mais encore par leur architecture, les « étroits » des Causses et les « cluses » des plateaux jurassiens à une échelle, il est vrai, très réduite.

La Dronne (photos XXXIII et XXXV), en amont de Creyssac, au pied de Bourdeilles, de Valeuil et de Brantôme, s'encaisse dans une série d'escarpements qui appartiennent tantôt au Coniacien supérieur, de Bourdeilles à Valeuil, tantôt à l'Angoumien supérieur ou Provencien, autour

de Brantôme. Entre cette dernière localité et la Chapelle-Faucher, on constate un changement récent dans l'allure de la vallée. Avant le dernier creusement de la Dronne et de la Cole, sous l'influence d'une reprise d'érosion, qui date ici de la période antérieure au Moustiérien et postérieure à l'Acheuléen, le cours d'eau avait élargi sa vallée dans les terrains tendres qui se trouvent à la base du Coniacien et au sommet du Provençien, et cet élargissement se conserve dans les belles terrasses qui se succèdent de Brantôme à la Chapelle-Faucher. En particulier, sur la rive gauche du cours d'eau, elles coïncident à la fois avec le niveau d'érosion acheuléen et une surface structurale déterminée par l'horizon moyen du Provençien, constitué ici par des calcaires durs, sublithographiques et susceptibles de donner des corniches. Effectivement, c'est dans ce banc très dur que le cours d'eau a creusé sa vallée post-acheuléenne très étroite et bordée d'escarpements blanchâtres.

Au Nord-Est de leur confluent, la Dronne, la Cole et le Trincou traversent une bande de calcaires compacts du Coniacien supérieur et y découpent d'étroites vallées avec, en amont, les bassins plus spacieux de Quinsac, de Villars et de Saint-Pierre-de-Cole. Ces successions d'« étroits » liés à la présence de bancs rocheux, qui tantôt se trouvent au niveau des cours d'eau, tantôt disparaissent dans les profondeurs du sol et tantôt s'élèvent à 150 ou 200 mètres d'altitude, sont évidemment déterminées par les accidents tectoniques de la région, par une série d'anticlinaux et de synclinaux, de zones de subsidence et de môles de résistance, orientés en gros du Sud-Est au Nord-Ouest et limités dans leur direction sud-armoricaine par des accidents orthogonaux de direction varisque analysés dans la première partie de cet ouvrage.

Le long de *l'Isle*, le premier resserrement important de la vallée se situe à Périgueux même. Là, le cours d'eau franchit une barre de Coniacien que fait affleurer l'anticlinal de Saint-Cyprien à Chapdeuil. L'accident a pour premier résultat de faire dévier le cours de *l'Isle*; tandis qu'en amont et en aval le cours d'eau coule du Nord-Est au Sud-Ouest, dans cette section de sa vallée il s'oriente de l'Est vers l'Ouest, comme un cours d'eau jurassien qui franchit un « mont » grâce à une cluse [3]. En outre, la présence de calcaires très durs, qui ont servi à bâtir la capitale du Périgord, se traduit par des versants fort raides et des escarpements au Change, à l'Arsault, à Campniac et au Toulon; la vallée, qui mesurait 2 à 3 kilomètres en amont, se réduit à moins d'un kilomètre et la terrasse moustiérienne disparaît presque complètement au pied des corniches coniaciennes de Périgueux.

Un second « étroit » se produit en aval de Neuvic et dans la région de Mussidan sous l'influence des calcaires dolomitiques jaunâtres du Maestrichtien moyen. En face de Sourzac, la vallée de *l'Isle* n'a guère plus d'un kilomètre de largeur, tandis qu'en amont, avec les terrasses moustiériennes et acheuléennes, elle atteint et même dépasse 3 kilomètres. C'est le dernier obstacle que franchit le cours d'eau avant sa sortie du Périgord crétacé, obstacle créé par l'abaissement progressif des calcaires secondaires vers le centre de subsidence du Bordelais.

La vallée de *la Vézère*, très large à Montignac et au Bugue, est étroi-

tement encadrée, de Thonac aux Eyzies, dans le corset de pierres dressé de part et d'autre de ses rives par les escarpements du Coniacien supérieur; en de rares points seulement quelques terrasses taillées dans le roc aèrent l'étroit couloir; mais, dans l'ensemble, c'est, à une échelle réduite, l'équivalent des cañons du Lot dans le Quercy et du Tarn dans les Grands Causses (photo XXXII).

Ce sont également les calcaires gréseux et dolomitiques du Coniacien supérieur qui créent sur la *Dordogne* les étranglements d'Aillac à Vitrac, au pied de Domme, et de Mouzens, en aval de Saint-Cyprien (carte XII et photo XXXI). Sur la Dordogne, comme sur la Vézère, ces sections resserrées de la vallée coïncident, soit avec une zone synclinale qui ramène le Coniacien supérieur au niveau du cours d'eau, soit avec un anticlinal faillé, comme celui de Saint-Cyprien, qui fait se redresser une barre de calcaire très dur où la rivière a dû se tailler un passage. Par contre, en aval de Mauzac, vers Lalinde et Couze, si un dernier étranglement de la vallée de la Dordogne se produit dans les calcaires dolomitiques du Maestrichtien, ce n'est plus par suite d'une ondulation positive ou négative, mais c'est la conséquence de l'inclinaison générale des strates crétacées du Périgord vers la zone de subsidence du Bergeracois, inclinaison qui fait descendre peu à peu le Maestrichtien au niveau de la vallée avant qu'il ne disparaisse sous les terrains tertiaires.

Avec des proportions fort moindres, les mêmes accidents se reproduisent le long des petites vallées affluentes de l'Isle, de la Dronne ou de la Dordogne. L'Euche, qui a largement étalé sa vallée monoclinale au Nord du dôme de Chapdeuil, se resserre en aval de Saint-Just dans les bancs compacts de l'Angoumien et du Coniacien avant de déboucher dans la vallée de la Dronne. La Beauronne de Chancelade, qui s'attarde d'Agonac à Château-l'Evêque dans une spacieuse coupure au milieu des terrains tendres du Santonien moyen, doit effectuer une percée tourmentée, entre Château-l'Evêque et l'Isle, dans les strates résistantes du Coniacien et de l'Angoumien que l'anticlinal de Périgueux ramène au niveau de la vallée.

Près de la Dordogne, on pourrait citer les exemples du Néa, en aval du château des Paluels, et de la Germaine, en aval de Saint-Cyr-Madelon qui, toutes deux, avant d'atteindre la Dordogne, doivent se frayer un passage difficile et étroit dans les calcaires du Coniacien supérieur (carte XI, p. 419).

Chacun de ces accidents ramène sur les rives des cours d'eau des paysages analogues. Les versants, non seulement se rapprochent, mais leur pente s'accroît, se dépouille de toute végétation, se parsème de gros blocs de rochers et même se dresse en escarpements à pic aux teintes grises ou dorées, dont la hauteur, la forme et même la couleur varient avec la formation géologique qui leur a donné naissance.

Ainsi, les horizons de calcaire sblithographique du Provencien et de l'Angoumien, qui dominent autour de Saint-Just, sur l'Euche, de Brantôme, sur la Dronne, et de Chancelade, sur la Beauronne, constituent des corniches de 12 à 20 mètres de hauteur, de teinte blanche ou grise, avec des surplombs très accentués dus à la désagrégation des assises marneuses sous-jacentes par les infiltrations et le gel en hiver. Il suffit, en effet, de

passer au printemps au pied des abris sous roche de Brantôme ou de Paussac pour voir la surface des strates marneuses se desquamer et crouler en pierrailles au pied des couches évidées, tandis que des gouttelettes d'eau, chargées de calcaire dissous, tombent sans arrêt du plafond de l'abri (fig. 64).

Parmi ces escarpements, les plus beaux se trouvent situés sur les rives de la Vézère et de la Dordogne, aux Eyzies, au Moustier, à Beynac et à Montfort, à la traversée des calcaires du Coniacien supérieur. Les assises dolomitiques ou arénacées ont 60 à 80 mètres d'épaisseur et dominent d'autant, par leurs rochers en encorbellement, les eaux claires des alertes rivières. Mais ces escarpements présentent, d'une rive à l'autre, et à quelques kilomètres de distance, des variations d'aspect considérable dues à des différences de structure. Des strates plus tendres se creusent à mi-hauteur, dessinant comme des balcons au-dessus du vide : des cavités tronquées par l'érosion, s'ouvrent toutes béantes, face au versant opposé. A la base, sous l'influence du cours d'eau qui sape la roche ou du gel qui attaque les assises marneuses, se creusent de vastes abris où les hommes du Paléolithique supérieur trouvèrent jadis des refuges. Les creux, ainsi pratiqués, sont parfois si profonds que le plafond mal soutenu s'est écroulé en gros blocs écrasant les foyers et les êtres vivants fixés au pied des corniches calcaires. Aux limites mêmes de l'Agenais, les petits vallons étroits et escarpés de la Thèze à Montcabrier, de la Lémance à Lavaur et à Cuzorn, de part et d'autre du dôme jurassique de Saint-Front, et de la Lède à Gavaudun, constituent de curieuses et agrestes répliques des grandes artères tracées dans les âpres calcaires du Coniacien par la Dordogne et la Dronne (photo XXXIV).

Ainsi, toutes les vallées périgourdines reflètent sur leurs versants la structure des sédiments où l'érosion les a creusées : tantôt elles s'élargissent, tantôt elles se resserrent, dessinant des séries de bassins séparés par des défilés. Les différences d'aspect morphologique ne sont pas réparties au hasard, elles demeurent étroitement liées à la présence des accidents tectoniques de direction varisque ou sud-armoricaine. En faisant surgir au milieu du Coniacien les strates du Provencien et de l'Angoumien, l'anticlinal de Saint-Cyprien-Périgueux-la Tour-Blanche détermine le resserrement de la vallée de l'Isle à Périgueux, de la Beauronne à Chancelade et de l'Euche en aval de Saint-Just. C'est le synclinal de Sarlat-Tursac-Fossemagne qui ramène au niveau de la Vézère et de la Dordogne les épaisses et dures assises du Coniacien supérieur. De même, le long de la Thèze, de la Lémance et de la Lède, les alternances de vallée large et de vallée étroite sont sous la dépendance étroite du brachyanticlinal qui fait surgir le Virgulien à Sauveterre et à Saint-Front.

Si l'on examine de près ces divers accidents du profil transversal des vallées, on constate que la traversée d'un anticlinal détermine presque toujours une déviation dans le cours de la rivière. La Dronne, à Brantôme, cesse de se diriger Nord-Sud pour franchir l'anticlinal de Mareuil par une vallée sensiblement Est-Ouest; il en est de même pour l'orientation de la vallée de l'Isle dans la traversée de l'anticlinal de Saint-Cyprien-la Tour-Blanche à Périgueux. Par contre, la Vézère et

surtout la Dordogne, en franchissant l'anticlinal de Saint-Cyprien, s'incurvent nettement vers le Sud-Ouest après avoir suivi une direction Est-Ouest pour la Vézère, Sud-Est-Nord-Ouest pour la Dordogne (carte XII).

Dans une certaine mesure, en coupant les accidents hercyniens d'orientation sud-armoricaine qui affectent les divers étages du Crétacé,

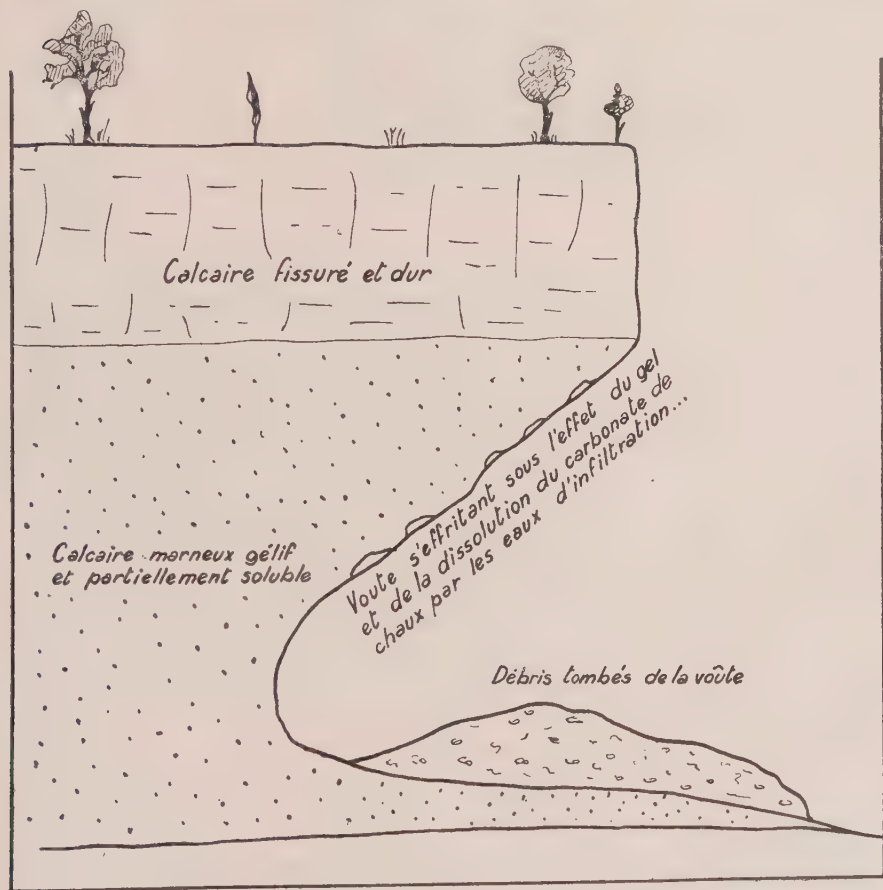


Fig. 64. — SCHÉMA DE LA FORMATION D'UN ABRI SOUS ROCHE.

les cours d'eau périgourdins subissent des variations de direction et de profil transversal analogues à celles des cours d'eau jurassiens. Quand ils sont parallèles à un pli, soit dans un val, soit dans une combe, ils élargissent aisément leur vallée et leurs versants s'adoucissent. Quand ils traversent un anticlinal, ils s'infléchissent sur leur gauche ou sur leur droite, presque à angle droit, et les versants se rapprochent et deviennent plus raides. Aussi peut-on comparer le bassin de Saint-Cyprien, sur la Dordogne, qui coïncide avec le sommet d'un anticlinal, à une combe,

et le défilé de Mouzens, dans une barre du Coniacien, à une cluse dans un crêt. On voit ainsi s'esquisser en Périgord un relief semi-jurassien et même semi-appalachien, déjà souligné à propos des côtes et des « pays de Bray », dont les grandes lignes se préciseront par la suite. Mais avant d'aborder cette dernière question, il convient de terminer l'étude du profil longitudinal et du profil transversal des cours d'eau périgourdins par une description des méandres où se définiront et se résoudront les derniers problèmes posés par le relief structural du Périgord crétacé.

c) *Les méandres des vallées périgourdines.*

Les méandres, si nombreux le long des vallées périgourdines, coïncident, comme on l'a vu dans la première partie, avec des zones de subsidence où l'écoulement des eaux vers l'aval a été gêné, soit par un mouvement tectonique en cours d'évolution, soit par des barres rocheuses placées en travers du cours d'eau par les accidents et les déformations du substratum. Ainsi, les sinuosités des cours d'eau sont liées non seulement aux plissements hercyniens qui ont pu rejouer, mais également à la composition des roches qu'ils traversent, de sorte que leur étude entre également dans la description du relief structural.

Leur répartition est, en effet, fonction de la nature des terrains coupés par les vallées. Sur la Dronne, les méandres n'apparaissent que dans le Provençien de Brantôme et le Coniacien de Valeuil. En amont et en aval de ces zones de roche dure, la vallée demeure rectiligne. La vallée de la Cole, toute droite de Saint-Jean à Saint-Pierre, décrit des sinuosités en pénétrant dans l'Angoumien de la Chapelle-Faucher. L'Auvézère et l'Isle se tordent en grêles et longues boucles à l'endroit où, à quelques kilomètres de leur confluence, elles traversent une série de bancs de roches dures et hétérogènes, auprès d'Escoire et du Change. L'Isle continue à divaguer entre les escarpements du Coniacien au pied même de Périgueux. La Beauronne de Chancelade, toute droite en amont de Château-l'Evêque, ne peut traverser les bancs du Provençien sans décrire des courbes variées [3].

La Vézère, qui est rectiligne en amont de Montignac, se plie en une multitude de méandres de Thonac aux Eyzies, dans les couches les plus dures du Coniacien supérieur. La Dordogne se livre aux mêmes caprices d'Aillac à Beynac, également dans le Coniacien supérieur; en outre, dans la « cluse » de Mouzens et du Buisson à Mauzac, elle déroule de longues et harmonieuses courbes dans le Campanien, au pied d'escarpements maestrichtiens, tandis qu'elle redevient presque rectiligne en aval de Mauzac.

Mais ce sont surtout les petits cours d'eau, comme la Thèze, la Lémance et la Lède, qui, au Sud du Périgord, reflètent le mieux dans leur vallée l'influence des roches traversées. Tandis que dans les calcaires tendres du Virgulien et du Ligérien, ces cours d'eau coulent dans une vallée à peu près droite, dès qu'ils abordent les roches dures du Coniacien, ils se mettent à vibrer, à décrire des sinuosités heurtées comme celles de la Thèze en amont de Montcabrier, de la Lémance en amont et

Photo XXXII.

VALLÉE DE LA VÉZÈRE
AUX EYZIES.

La vallée, qui prend ici l'allure d'un petit cañon, est entourée d'escarpements de calcaires coniaciens perforés de cavernes ou évidés en abris sous roche.



Photo XXXIII.

ESCARPEMENTS
DE
CALCAIRES ANGOUMIENS
PRÈS DE BRANTÔME,
sur la rive droite de la
Dronne, qui sape la base
d'une rive concave de
méandre.



Photo XXXIV.

ESCARPEMENTS
DE
CALCAIRES CONIACIENS
A MONTGABRIER
(Lot).





Photo XXXV.
 ESCARPEMENT
 DE
 CALCAIRES CONIACIENS
 A BOURDEILLES,
 sapés à la base par un
 méandre de la Dronne.

Photo XXXVI.
 RAVINEMENT
 DANS LES ARGILES
 ET LES SABLES
 DU PÉRIGORD.

Dans le sillon se sont accumulés les galets les plus lourds; on distingue parfois sous les sables des argiles rouges provenant de la décalcification des calcaires sous-jacents; la sidérolithisation s'est poursuivie de l'Eocène au Pliocène



Photo XXXVII.
 BLOCS DE GRÈS
 DANS
 LA FORÊT DE LIORAC

en aval du dôme de Sauveterre et de la Lède au pied de Gavaudun [8].

Ces méandres, qui se répètent ainsi le long de presque tous les cours d'eau périgourdins, affectent les formes les plus variées. Tantôt ils sont réguliers et le cours d'eau colle exactement aux rives concaves comme à la Madeleine, près de Tursac, sur la Vézère, et du Buisson à Mauzac, sur la Dordogne (carte IX). Plus fréquemment se déroulent des méandres aberrants aux formes tourmentées. Ainsi le méandre de Carsac, sur la Dordogne, est quadrangulaire, celui de Sergeac, sur la Vézère, est pentagonal. A Creyssac, sur la Dronne, on distingue nettement six petits méandres creusés dans la terrasse acheuléenne et bordés par la terrasse moustérienne, inscrits tous les six dans trois grands méandres plus anciens et contemporains de la formation de la terrasse acheuléenne.

La plupart des méandres collent aux rives concaves, mais les exceptions ne sont pas rares. En amont de leur confluence, l'Isle et l'Auvézère se sont détachées de leurs bords escarpés et décrivent des méandres divagants, à fleur de terrasses, à l'intérieur des méandres encaissés du Change et d'Escoire. La Dordogne, à Bézenac, et l'Isle, en aval de Périgueux, divaguent, elles aussi, au milieu de leurs vallées encombrées d'alluvions.

On ne relève que de rares méandres isolés comme celui de la Vézère au Bugue. D'ordinaire on observe plutôt des groupements ou des trains de méandres; en ordre serré, comme ceux de Vitrac, sur la Dordogne, et de Brantôme-Bourdeilles, sur la Dronne, en ordre régulier, comme ceux de la Dordogne entre le Buisson et Mauzac, ou en ordre lâche, tels ceux de l'Isle à Périgueux.

L'opposition classique de la rive concave escarpée et de la rive convexe plate est la règle générale; mais dans cette uniformité, la structure des roches introduit de la variété. Quand la rive concave est composée de Provencien ou d'Angoumien, comme sur les bords de la Dronne, à Brantôme, ou de calcaires coniaciens comme le long de la Vézère, aux Eyzies, et de la Dordogne, à La Roque-Gageac, la pente du versant se transforme en un escarpement avec parfois une excavation à la base, de sorte que le cours d'eau passe sous la roche en surplomb, ainsi qu'on peut le voir pour la Dronne à Bourdeilles (photo XXXV). Mais si la rive concave est constituée par des roches plus tendres, comme les marnes du Campanien dans les méandres de la Dordogne, entre le Buisson et Mauzac, les pentes, tout en restant très vives, s'écartent de la verticale et dessinent un « cingle » couvert de bois et de broussailles. On peut également trouver réunis les escarpements et le « cingle » quand des roches de nature différente sont superposées; ainsi dans le méandre de Trémolat, sur la Dordogne, les calcaires marneux du Campanien s'inclinent en forme de « cingle » dans les eaux de la rivière, tandis que les calcaires dolomitiques du Maestrichtien se dressent en corniche au-dessus d'eux.

Mais, dans l'ensemble, on constate que les méandres sont toujours liés à la double influence de la tectonique et de la structure; ils se produisent toujours dans la traversée d'un banc de roches dures, hétérogènes, dolomitiques, comme les calcaires de l'Angoumien, du Provencien, du Coniacien ou du Maestrichtien que les synclinaux et les anticlinaux

de direction sud-armoricaine font passer au niveau des vallées par suite de leurs mouvements positifs ou négatifs. De sorte que, si les méandres se rencontrent le plus souvent, comme on l'a vu dans la première partie de cet ouvrage, dans les zones de subsidence, c'est parce qu'ils rencontrent dans ces zones de subsidence des roches qui sont propices à leur formation. Si l'influence de la tectonique, en ralentissant la vitesse du cours d'eau, favorise la formation des sinuosités, l'obstacle créé par un banc de roche dure y contribue également. Les deux influences doivent jouer à la fois, mais si la première est hypothétique, la seconde est certaine. En effet, ce problème des « roches à méandres » ne se poserait pas si les méandres encaissés provenaient des méandres divagants formés à la surface d'une pénéplaine faiblement inclinée et encombrée de dépôts meubles très abondants [237]. Mais cette théorie mérite qu'on l'examine de près et l'on peut se demander à ce propos, si la coïncidence étonnante, constatée entre les trains de méandres et la traversée des roches dures et hétérogènes, ne dépend pas surtout des influences structurales.

On peut admettre, sans faire intervenir d'hypothèse hasardeuse, qu'à la fin de l'ère tertiaire, sur les dépôts pliocènes qui recouvraient le Périgord et dont il reste de nombreuses traces dans le Ribéracois, les cours d'eau, ancêtres de nos rivières actuelles, coulaient assez lentement pour décrire des méandres divagants qui déplaçaient rapidement leurs courbes vers l'aval, ou se recoupaient pour laisser çà et là des bras morts en forme d'arc-de-cercle. Les méandres encaissés actuels dérivent-ils de ces hypothétiques méandres divagants? Tel est le problème qu'aucun élément morphologique ne permet de résoudre; il ne reste au-dessus des terrasses quaternaires les plus anciennes, et au niveau du cycle d'érosion mio-pliocène, aucune trace des sinuosités fluviales de la fin du Tertiaire.

Mais d'autres éléments du relief permettent de se prononcer sur un aspect de la question, en particulier sur l'évolution des méandres encaissés au cours du Quaternaire. Ainsi, entre le Buisson et Mauzac, les terrasses a. 1, a. 2 et a. 3 montrent que les méandres de la Dordogne ont accentué leurs courbes depuis le début du Quaternaire, mais ne se sont pas déplacés vers l'aval, tout au moins dans une mesure très sensible, de l'ordre de plusieurs kilomètres, comme cela se produirait dans des méandres divagants. Quand le cours d'eau façonnait les hautes terrasses a. 2, après s'être encaissé dans les terrasses a. 1, son cours était presque rectiligne et c'est à partir de ce cours peu tourmenté que se sont accentués et creusés les méandres actuels selon le processus classique par recul de la rive concave et abandon progressif de la rive convexe [39, 208 et 233]. On peut donc affirmer ici que ce ne sont pas des méandres divagants qui ont donné naissance à des méandres encaissés; les méandres encaissés dérivent d'un cours d'eau presque rectiligne.

On peut fournir une contre-épreuve à cette démonstration en examinant ce qui se passe lorsque des méandres divagants s'encaissent. Si un cours d'eau, rectiligne dans des roches dures et hétérogènes, peut donner, comme on vient de le voir, des méandres encaissés, un cours d'eau à méandres divagants, qui s'encaisse dans un matériel meuble, tend, au

contraire, à devenir rectiligne. En effet, si le cours d'eau creuse sa vallée, c'est qu'il est soumis à une reprise d'érosion déterminée par un abaissement du niveau de base ou par un soulèvement du socle continental. Dans ces conditions, les eaux, devenues plus rapides, sapent les rives concaves très friables, les méandres s'allongent et se déplacent vers l'aval, les pédoncules amincis sont recoupés et des lobes de méandre sont abandonnés au profit d'un thalweg à pente plus vive et plus rectiligne où le cours d'eau cherche à retrouver son profil d'équilibre longitudinal. C'est ce qui se produit sur les grands fleuves à méandres divagants dont la pente s'accroît en temps de crue, comme le Mississipi, en aval de Saint-Louis, et le Rhin, dans le fossé rhénan. C'est ce qui s'est produit pour la Dordogne, en aval de Mauzac. Quand elle s'écoulait au niveau de la terrasse moustérienne, à 12 ou 15 mètres au-dessus du niveau actuel, elle décrivait des méandres divagants qui venaient saper les versants de la vallée et leur donner une pente plus raide. En face de Couze, sur la rive droite, on retrouve encore les traces de l'érosion latérale du cours d'eau moustérien dans des fragments incurvés des versants, et les photographies aériennes en révèlent de nombreux exemples autour de Bergerac. Quand la reprise d'érosion post-moustérienne survint, avant le remblaiement flandrien, le cours d'eau s'encaissa d'une douzaine de mètres au milieu de ses alluvions, mais sans transformer ses méandres divagants en méandres encaissés. Les méandres divagants disparurent rapidement, recoupés, et la rivière prit une direction sensiblement rectiligne qu'elle a presque intégralement conservée jusqu'à nos jours.

On peut donc admettre qu'en règle générale les méandres divagants sur des matériaux meubles ne se transforment pas en méandres encaissés dans des roches dures. Reste à déterminer le processus de l'évolution dans des roches dures d'un cours d'eau d'abord rectiligne, qui devient lentement sinueux. Ainsi posé, le problème des méandres encaissés n'est plus aussi difficile à résoudre. Si la roche encaissante est parfaitement homogène, si la rivière qui creuse sa vallée demeure rectiligne ou ne s'infléchit que très légèrement, si son cours est assez vigoureux pour user rapidement les obstacles, elle ne dévie guère de la ligne droite. Mais de telles conditions sont rarement réalisées. Au contraire, si le cours d'eau s'écoule lentement et s'il rencontre des bancs de roche d'inégale résistance, il suffit d'une masse calcaire assez dure, qu'il frappe d'une manière oblique, pour produire une déviation dans le fil de l'eau et, par érosion latérale, pour déterminer l'amorce d'un méandre qui s'accroît à mesure que le cours d'eau s'encaisse. Ainsi, la Vézère, qui s'écoule en ligne presque droite en aval d'Aubas, heurte à Montignac une barre de calcaire provençien très dur et elle est rejetée sur le versant sud de sa vallée. Mais, à La Queyrierie, près de Thonac, sur sa rive gauche, elle rencontre les calcaires gréseux du Coniacien supérieur et alors commencent, comme dans une danse, des va-et-vient d'une rive à l'autre, entre les blocs de roche dure qui brisent le cours de ses eaux jusqu'aux Eyzies.

Dans ces chocs entre le fil de l'eau et les strates calcaires interviennent les caprices de la structure et de la répartition des bancs de roches tendres et de roches dures. Si l'érosion latérale de la rivière tend à arron-

dir la boucle du méandre, l'apparition, au cours du creusement, d'une masse plus dure, brise la courbe qui devenait régulière et le cours d'eau se trouve rejeté sur une autre rive. Des cavités karstiques, comme on l'a montré plus haut, agissent également pour dévier le lit de la rivière et, au lieu d'aboutir à des méandres réguliers, l'érosion crée des méandres aberrants qui dessinent des zigzags plutôt que des courbes harmonieuses. Ainsi s'expliquent les singulières sinuosités de la Dordogne, à Carsac, et de la Dronne, à Bourdeilles.

Parfois la barre rocheuse, qui arrête le fil de l'eau et le rejette à droite ou à gauche, agit d'une manière légèrement différente, lorsqu'elle est abordée presque à angle droit par le cours d'eau en train de creuser un lit surimposé. La barre gêne alors, retarde l'encaissement de la vallée et, tandis qu'en aval de la barre se produit une rupture de pente, en amont se constitue un bief, une section plate de la vallée, où les eaux sont retenues et doivent décrire des méandres même si elles ne se trouvent pas dans une roche dure et hétérogène. C'est ce qui explique sans doute les méandres de la Dordogne entre le Buisson et Mauzac, car, en aval de Mauzac, le cours d'eau a dû creuser sa vallée dans les calcaires dolomitiques très durs du Maestrichtien.

Il existe donc des terrains, des structures sédimentaires favorables à la formation des méandres; ce sont les strates calcaires à la fois très dures et très hétérogènes de l'Angoumien, du Coniacien supérieur et du Maestrichtien moyen, où, comme on l'a déjà vu, se sont développés surtout les phénomènes karstiques. C'est dans les mêmes roches que les cours d'eau périgourds décrivent des sinuosités compliquées, des méandres aberrants comme ceux de Carsac, sur la Dordogne, de Sergeac, sur la Vézère, et de Creyssac, sur la Dronne. Cavités karstiques, bancs dolomitiques très durs, s'opposent au creusement régulier du cours d'eau, contrariant l'écoulement du fil de l'eau et obligent la rivière à s'incurver d'une manière capricieuse. Mais ces méandres encaissés ne dérivent pas le moins du monde des méandres divagants qui ont pu se former à la surface des niveaux d'érosion tertiaires, dans les dépôts alluviaux descendus du Massif Central. Entre ces deux sortes d'accidents morphologiques, il y a une coupure très nette produite par la reprise d'érosion qui a rendu momentanément le cours d'eau rectiligne.

Dans quelques cas particuliers, on peut même noter une série de passages d'un cours rectiligne à un cours sinueux. Ainsi, la Lède, qui traverse à Gavaudun un banc de calcaire coniacien très dur, décrit actuellement des méandres encaissés très serrés et qui correspondent à la phase de formation des terrasses acheuléennes, la reprise d'érosion qui a créé les terrasses moustiériennes n'ayant pas encore pénétré dans cette vallée du Périgord méridional. Mais, à 40 mètres environ au-dessus de ces méandres vifs, on distingue dans les parois rocheuses les traces de méandres morts, fort bien conservés. Par leur altitude relative ils correspondent à la formation des terrasses du début du Quaternaire. Or, entre ces anciens méandres et les méandres actuels on ne peut établir aucune transition progressive. Au contraire, d'une série à l'autre s'ouvre une coupure presque rectiligne où la Lède s'est encaissée rapidement

après avoir recoupé ses sinuosités primitives et avant d'en tracer de nouvelles ([12], Villeréal, quart. S.-E.).

Si la plupart des méandres périgourdins ont des formes compliquées, avec des coudes brusques et imprévus dus à la structure hétérogène de la roche, quelques-uns affectent des courbes régulières, harmonieuses, tels ceux de la Dordogne, du Buisson à Mauzac (carte IX, p. 216). Ces méandres présentent également une autre anomalie qui paraît contredire les conclusions formulées plus haut, sur les terrains à méandres. Ici, les sinuosités régulières de la Dordogne se développent dans les calcaires marneux et très homogènes du Campanien qui ne se prêtent pas d'ordinaire aux infléchissements des cours d'eau qui les traversent. Mais si l'on remarque qu'au-dessus du Campanien les calcaires dolomitiques du Maestrichtien dressent des escarpements et se présentent avec des caractères de roches à méandres par leur dureté et leur hétérogénéité, on peut rétablir l'évolution de la Dordogne d'une manière assez simple et conforme à la nature des terrains en superposant, au cours du creusement de la vallée, trois séries de méandres.

Au Pliocène moyen, sur des terrains meubles, argiles de décalcification et sables issus des grès calcaires du Maestrichtien, la Dordogne développait sans doute des méandres divagants à 120-140 mètres au-dessus de son lit actuel. Quand se produisit la reprise d'érosion de la fin du Pliocène, avant le façonnement des terrasses a. 1, le cours d'eau pénétra dans les calcaires dolomitiques très durs et hétérogènes du Maestrichtien moyen et, là, il créa des méandres aberrants qui, en s'élargissant latéralement, découpèrent les replats qui nivellent les collines vers 140 mètres d'altitude absolue. Le second encaissement quaternaire, antérieur aux terrasses a. 2, atténua sans doute les sinuosités de la rivière sans les faire complètement disparaître. Elles se reformèrent au niveau des terrasses a. 2, de 60 mètres d'altitude relative. A partir de ce point, le cours d'eau, quittant le Maestrichtien, pénétra dans les marnes du Campanien avec ses méandres forcés. Alors, l'érosion régulière du fil de l'eau sur les rives concaves l'emporta peu à peu sur les influences heurtées des roches hétérogènes puisque le Campanien n'offrait plus à l'attaque latérale du cours d'eau qu'un matériel homogène. Aussi, les courbes irrégulières, dessinées dans le Maestrichtien, s'effacèrent-elles dans le Campanien pour donner les méandres harmonieux que ne contrarie plus, çà et là, entre le Buisson et Mauzac, un bloc de dolomie ou de grès trop dur (photo XXX).

Les sinuosités des rivières périgourdines posent enfin un dernier problème quand, au lieu de coller à la rive concave, elles s'en détachent et se transforment en méandres divagants à la surface de leurs alluvions les plus récentes. Les ruisseaux minuscules, comme les plus grands cours d'eau de la région, offrent des exemples de cet accident hydrologique et morphologique. Si, à Cuzorn, la Lémance se plie exactement à la courbe des cingles et des escarpements qu'elle a dessinés, en amont de Sauveterre, au pied de Lavaur, elle se détache des rives concaves et erre à travers les prés, à peine contenue par des berges d'argile et de sable. De Thonac aux Eyzies, dans son étroite et sinueuse vallée, la Vézère se décolle, elle aussi,

des escarpements coniaciens, en particulier en aval de Saint-Léon-sur-Vézère. L'Isle et l'Auvézère, autour de leur confluent, divaguent à travers prés et marécages, loin des pentes incurvées qu'elles ont autrefois lentement sculptées [3]. Sur la Dronne, en amont de l'Isle et de Brantôme, on peut signaler des méandres divagants inscrits dans des méandres encaissés et abandonnés, réduits à l'état de méandres morts, en voie de destruction par ruissellement, glissement et effondrement de leurs versants. De même, sur la rive gauche de la Dordogne, entre Siorac et le Buisson, le cingle de Fon-Caude, que le cours d'eau a abandonné depuis quelques milliers d'années seulement, s'effrite lentement sous l'influence des agents atmosphériques, comme une falaise morte de Picardie.

Trois interprétations, qui se complètent d'ailleurs l'une l'autre, permettent d'expliquer ces décollements de méandres :

1. Comme on l'a déjà constaté dans l'évolution des vallées mortes, abandonnées par les ruisseaux qui les ont façonnées, on doit admettre, pour les grands cours d'eau, comme pour les ruisseaux, une diminution très sensible du débit depuis la dernière glaciation et même depuis le début du Néolithique, période plus humide que celle où nous vivons. Appauvries, la Dordogne, la Vézère, l'Isle et la Dronne n'ont plus la force vive nécessaire pour nettoyer leurs vallées et elles errent actuellement, en beaucoup d'endroits, sur leurs alluvions accumulées en trop grande abondance au moment des grandes crues du Würmien; çà et là, la pente de leur profil en long est inférieure à la pente du profil d'équilibre qui conviendrait à leur débit. Ainsi, des méandres divagants se sont inscrits dans le cadre des méandres encaissés.

2. Cependant, les cours d'eau actuels ne sont pas partout dépourvus de toute force d'érosion; la Dordogne continue à creuser son thalweg à Mouzens, sur l'anticlinal de Saint-Cyprien, de Mauzac à Tuilières, dans les rapides de la Gratusse et des Pescheyroux (photo XI) ; la Vézère est encore vive et alerte dans ses méandres de Tursac et de la Madeleine; l'Isle, à Périgueux, et la Dronne, à Bourdeilles, raclent avec quelque énergie le fond de leur lit rocheux. Mais il faut constater que ces zones d'érosion sont très limitées et coïncident avec la traversée d'une barre rocheuse dure, affleurant dans la vallée, grâce à un accident tectonique, synclinal ou anticlinal et déterminant des sinuosités irrégulières. Or, c'est même en amont des méandres aberrants les plus capricieux, dessinés dans des strates de calcaire très dur, que se développent le plus souvent les méandres divagants : ceux de Bézenac, sur la Dordogne, en amont de la cluse de Mouzens; ceux de Saint-Léon-sur-Vézère, en amont de Tursac, où se produit la trouée du Coniacien supérieur et l'on pourrait multiplier les exemples pour aboutir enfin à trois hypothèses relatives à l'origine des sinuosités des cours d'eau :

a) Comme on l'a vu dans la première partie de cet ouvrage, les accidents hercyniens ont continué à jouer au cours du Tertiaire, en particulier celui de Saint-Cyprien. En soulevant légèrement les strates de roche dure ils ont gêné le creusement de la vallée. En amont des anticlinaux, en par-

ticulier de celui de Saint-Cyprien-la Tour-Blanche que franchissent Dordogne, Vézère, Isle et Dronne, les cours d'eau décrivent des méandres divagants, comme si ces cours d'eau se heurtaient à un barrage difficile à franchir.

b) En outre, les méandres encaissés qui se produisent dans la traversée d'un anticlinal ou d'un synclinal ralentissent l'écoulement des eaux et en amont se produit un reflux qui oblige le cours d'eau à décrire des sinuosités; en temps de crues, on remarque un gonflement marqué de la Dordogne, en amont de Mouzens, de l'Isle, en amont de Périgueux, et M. Clozier, dans son étude sur le Quercy, a signalé le même phénomène en amont des méandres encaissés du Lot [84]; ce léger refoulement se traduit par un ralentissement de l'écoulement des eaux, et par des dépôts de sables et de graviers, de sorte que les rivières doivent dessiner, en amont des méandres encaissés, des méandres divagants; c'est ce qui se produit sur la Dordogne, en amont de Carsac, sur l'Isle, en amont de Périgueux, et sur la Dronne, en amont de Brantôme.

c) Enfin, il est normal d'admettre que dans le profil en long, toute barre rocheuse assez dure constitue un obstacle que l'érosion linéaire du cours d'eau scie plus lentement que les terrains plus tendres de l'aval et de l'amont. De sorte que le profil en long, dans une région sédimentaire comme le Périgord crétacé, où alternent les strates de calcaire dolomitique et les strates de marnes tendres, présente des ruptures de pente qui ne sont pas dues exclusivement aux reprises d'érosion en marche vers l'amont, mais à des barres rocheuses que le cours d'eau attaque par épi-génie. On relève ainsi, le long de la Dordogne, de petites ruptures de pente au pied des rochers de la Roque-Gageac, à Mouzens, où le cours d'eau traverse l'anticlinal de Saint-Cyprien, et en aval de Mauzac, sur les calcaires du Maestrichtien moyen. Entre ces diverses ruptures de pente s'intercalent des biefs où le cours d'eau s'attarde et dessine sur les alluvions qu'il accumule des sinuosités dont le tracé peut changer au cours d'une crue.

Ainsi, les méandres des rivières périgourdines sont liés à deux causes essentielles : la tectonique et la structure. Ce sont d'abord les mouvements tectoniques qui accélèrent ou retardent l'écoulement des eaux et qui font apparaître ou disparaître au niveau de la vallée les roches favorables aux vibrations des cours d'eau. Ce sont ensuite les variations de faciès qui justifient l'absence ou la présence de méandres encaissés et forcés, aux formes tourmentées. Bref, ces accidents, souvent si pittoresques, des vallées périgourdines, relèvent de la structure sous ses deux aspects : les déformations tectoniques des strates crétacées et les modifications de la nature des sédiments le long des cours d'eau.

3. Enfin, une troisième cause peut agir accidentellement et plus particulièrement dans les petites vallées. C'est l'arrivée sur une rive ou sur l'autre d'un affluent assez important pour faire dévier le fil de l'eau de la rivière principale. Si les affluents alternent assez régulièrement de part et d'autre de l'artère maîtresse, celle-ci décrit des sinuosités qui ressem-

blent à des méandres de rayon plus ou moins vaste. Le Céou et la Vézère pour la Dordogne, la Loue pour l'Isle, la Cole pour la Dronne paraissent ainsi à l'origine d'une déviation du cours d'eau principal.

En résumé, quelles que soient leurs origines et leurs diverses formes, les méandres de la Dronne, de l'Isle, de la Vézère et de la Dordogne ajoutent leurs capricieux dessins à l'extrême variété des versants; versants aux pentes douces, downs, cingles, escarpements se succèdent de Cazoulès à Mouleydier, sur la Dordogne, de Brantôme à Ribérac, sur la Dronne, selon la répartition des terrains sédimentaires. Et les calcaires du Crétacé moyen et supérieur qui, à première vue, paraissent peu différents d'un horizon à l'autre, réagissent cependant de façon si diverse sous l'attaque des eaux courantes que chaque strate, chaque horizon se traduit d'une manière particulière dans le paysage morphologique; les corniches du Coniacien moyen de la Roque-Gageac ne ressemblent pas à celles de l'Angoumien à Brantôme, les cingles de la Dordogne à Limeuil n'ont pas, à cause de leur chapeau de calcaire maestrichtien, la pente régulière des versants de la Dronne, en aval de Tocane, dans les marnes du Campanien.

Toutefois, ces divers accidents ne sont pas répartis au hasard; ils s'ordonnent au contraire le long des vallées selon les plis hercyniens qui ont rejoué dans les sédiments crétacés. Et c'est cette relation entre la tectonique et la structure qui permet finalement de dégager les grandes lignes du relief structural dans le Périgord crétacé.

CONCLUSION GÉNÉRALE SUR LE RELIEF STRUCTURAL DU PÉRIGORD CRÉTACÉ.

À première vue, en effet, les collines découpées par les cours d'eau dans les divers étages crétacés, du Cénomanién au Maestrichtien, n'offrent que confusion et désordre. Tout au plus peut-on opposer leurs ondulations monotones, souvent cachées sous un manteau très dense de forêts, aux larges coupures des vallées qui joignent d'une traînée d'eau et de lumière les hauts plateaux du Causse et du Limousin aux vastes plaines du Bordelais.

Mais quand on pénètre dans les détails et que l'on établit une relation entre le relief structural et la tectonique générale de la région, on constate que la morphologie périgourdine est comme une esquisse de morphologie jurassienne ou appalachienne.

En effet :

1. Les longs plissements, d'orientation sud-armoricaine font surgir, face au Limousin et aux Causses du Quercy, des lignes de côtes peu accentuées, mais relativement continues (carte X).

2. En second lieu, ces mêmes accidents, soumis à des interférences de plissements orthogonaux de direction varisque, forment, par des abaissements et des relèvements de leur axe, des dômes ou brachyanticlinaux et des cuvettes ou zones de subsidence. C'est autour de ces dômes et de ces cuvettes que se groupent en auréoles plus ou moins continues et étroites

les escarpements, les collines à profil dissymétrique et les côtes et les buttes-témoins découpées par l'érosion dans des strates légèrement inclinées et de résistance inégale. Le dôme portlandien de Chapdeuil est le plus parfait de ces « Pays de Bray » périgourdiens; mais on en décele de plus ou moins complets, aussi bien autour de Brantôme que des Eyzies, de Clermont-de-Beauregard que de Sauveterre-la-Lémance. Et parfois, de l'un à l'autre, il est possible d'établir la continuité d'un accident morphologique dû à la même strate, comme les escarpements du Coniacien supérieur qui entourent, d'une seule série de côtes, les dômes de Chapdeuil et de Brantôme.

3. Les phénomènes karstiques eux-mêmes se répartissent selon les grandes lignes de l'architecture crétacée, reflet de l'architecture hercynienne; cavités dues à la dissolution du calcaire, « pechs » du Sarladais, dolines, « crozes » et vallées sèches s'alignent du Nord-Ouest au Sud-Est selon la distribution des zones de terrains propices à la karstification, et ne s'interrompent çà et là que lorsqu'un accident de direction varisque vient couper la continuité d'un horizon calcaire. Ainsi, les « pechs » du Sarladais sont liés au relèvement vers l'Est des strates du Coniacien supérieur, et s'ils ne reparaissent pas partout où surgissent ces strates, c'est à cause des variations latérales de faciès et de l'absence de nappes phréatiques aussi abondantes que celles que pouvait entretenir un cours d'eau aussi puissant que la Dordogne en Périgord. De même, les dolines se trouvent limitées à certains horizons du Santonien, du Coniacien ou du Maestrichtien que les ondulations hercyniennes font apparaître ou disparaître en longues bandes orientées vers le Nord-Ouest.

4. Enfin, le long des vallées on peut observer la répercussion des accidents tectoniques dans l'allure du lit du cours d'eau et dans l'aspect des versants qui l'encadrent; escarpements et corniches, cluses et bassins, méandres aberrants et méandres forcés ou divagants, cingles abrupts et « downs » en pentes douces, rapides et cascades ou hiefs où les eaux s'attardent, correspondent à une structure variée et soumise aux plis sud-armoricains qui jalonnent le Périgord du Sud-Est au Nord-Ouest. De sorte que l'on retrouve, d'une vallée à l'autre, au passage du même anticlinal ou du même synclinal, les mêmes roches, et par conséquent le même paysage topographique. En particulier, les escarpements du Coniacien supérieur de la Roque-Gageac, sur la Dordogne, se répètent sur la Vézère au Moustier, sur l'Isle à Périgueux et sur la Dronne à Valeuil.

Le relief structural du Périgord s'ordonne donc en longues bandes orientées du Sud-Est au Nord-Ouest, avec des variations dues, soit au passage d'un accident de direction varisque, soit à une modification latérale des faciès rocheux. Mais ces variations ne sont que des nuances, et les lignes essentielles demeurent. Dans l'ensemble, on est en présence d'un relief structural rubanné, comme dans le Jura tabulaire ou dans la Bretagne orientale de style appalachien. Mais il ne s'agit pas d'une morphologie aussi vigoureuse que celle du Jura ou des Appalaches. La faible épaisseur des strates, les médiocres différences de structure, le peu d'importance des accidents tectoniques et l'écart très modeste entre le fond

des vallées et les sommets des collines, ne donnent pas au relief structural périgourdin une grande vigueur. Ce ne sont que de légères touches d'érosion qui, groupées sur la carte, permettent de dégager une vue d'ensemble de la morphologie du Périgord dans les horizons du Crétacé moyen et supérieur (carte X).

Sans doute, s'il se produisait une vigoureuse reprise d'érosion qui creuserait les thalwegs et ranimerait partout le ruissellement et l'attaque des cours d'eau, cette esquisse du relief appalachien prendrait une forme plus nette; les combes s'évideraient davantage dans les anticlinaux, les cuvettes synclinales se trouveraient portées à une altitude plus élevée; les cluses et les bassins accentueraient les contrastes des versants le long des vallées. Mais ce n'est là qu'une vue de l'esprit; il suffit d'avoir mis un peu d'ordre dans le fouillis des collines du Périgord crétacé pour aboutir, dans le domaine du relief structural actuel, à une vision simple et conforme à la réalité.

CHAPITRE IV

LE PÉRIGORD TERTIAIRE

§ I. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX

1° ASPECT D'ENSEMBLE.

A l'Ouest de Chantérac et de Saint-Germain-du-Salembre, les collines âpres et couvertes de pierres du Périgord crétacé disparaissent sous les épaisses masses des sables et des argiles tertiaires de la Double. Aussitôt, le relief structural se transforme : de molles ondulations, qui disparaissent ou s'atténuent sous les bois de chênes et de pins, remplacent les escarpements calcaires des environs de Neuvic et de Saint-Astier. Les mêmes modifications dans le paysage se déroulent entre l'Isle et la Dordogne quand on passe de la région de Villamblard dans celle de Bosset et de Saint-Georges-de-Blancanet. Il semble que les aspérités d'un relief rocailleux s'effacent sous les terrains mous et friables du Landais; une couverture de graviers, de sables et d'argiles ensevelit les corniches et les blocs rocheux du Maestrichtien vers Laveyssière, Maurens et Saint-Jean-d'Eyraud [6].

Au Sud de la Dordogne, des contrastes aussi vigoureux surgissent entre le Périgord crétacé et le Périgord tertiaire, mais ils ne sont pas de même nature. Tandis qu'autour de la vallée de la Couze le Maestrichtien dresse de lourdes collines aux pentes vives, parfois couronnées d'une roche escarpée, toute creusée de cavités karstiques, vers le Sud-Ouest, au delà de Beaumont, l'érosion subaérienne a joué sur des terrains très variés, aux strates peu épaisses, tantôt tendres et tantôt dures. Elle a sculpté avec précision, minutie, une série de buttes et de collines aux lignes grêles, mais pures; c'est presque un relief structural de laboratoire qui s'étend des rives de la Dordogne aux rives du Dropt (carte X).

2° LIMITES DU PÉRIGORD TERTIAIRE (cartes I et X).

a) A l'Est, au Nord-Est et au Nord, le Périgord tertiaire est limité par l'apparition des calcaires crétacés; la ligne de séparation n'est pas

très nette, surtout au contact de la Double et du Landais, car les terrains tertiaires prolongent leurs formes topographiques sur les sommets en direction de l'Est, tandis que les calcaires du Maestrichtien maintiennent des pentes vives et rocailleuses le long des vallées vers l'Ouest. Toutefois, on peut fixer les bornes orientales du Périgord tertiaire à Monpazier, sur le Dropt supérieur, et de là, jusqu'à la Dordogne, la limite passe par Beaumont et Saint-Agne, pour atteindre Mouleydier. Entre la Dordogne et l'Isle, la séparation entre les deux régions périgourdines est très difficile à fixer avec précision; on peut néanmoins estimer que le Landais commence à l'Ouest de Campsegret, de Béleymas et de Bourgnac, pour atteindre la vallée de l'Isle à Mussidan. Au Nord de l'Isle, les confins du Périgord tertiaire dessinent un angle droit de Mussidan à Saint-Vincent-de-Connezac, et de Saint-Vincent-de-Connezac à Saint-Aulaye par la vallée de la Rizonne.

b) *A l'Ouest, au Sud-Ouest et au Sud* : vers le Bordelais et l'Agenais, les limites du Périgord tertiaire sont arbitraires, puisque la Double périgourdine a sa réplique dans la Double charentaise et que le Bergeracois se prolonge sans variation appréciable dans l'Entre-deux-Mers et l'Agenais. Toutefois, on peut arrêter les frontières de la Double et du Bergeracois aux frontières mêmes du Périgord en général, et ainsi elles se trouvent fixées, de Saint-Aulaye à la Roche-Chalais, par la vallée de la Dronne. Puis, de là, elles s'orientent vers le Sud et le Sud-Est par Saint-Christophe-de-Double, Saint-Antoine-de-l'Isle et les buttes de calcaire à astéries qui empiètent sur le Landais à Villefranche-de-Longchapt, Saint-Martin-de-Gurçon, Saint-Méard-de-Gurçon et Ponchapt; elles atteignent la Dordogne au Fleix. Au delà de la Dordogne, la vallée du Seignal, puis les hauteurs de Puignilhem et la vallée du Lescourroux peuvent servir de ligne de séparation entre le Bergeracois et l'Entre-deux-Mers. Enfin, la vallée du Dropt forme frontière entre le Périgord méridional et l'Agenais septentrional.

Au total, le Périgord tertiaire couvre un rectangle de 70 kilomètres de long et de 20 à 25 kilomètres de large; il borde le Périgord secondaire au Sud-Ouest, comme les terrains cristallins du Nontronnais et de Lanouaille le bordent au Nord-Est. Il a contribué avec eux à assurer, par la diversité des ressources, l'unité de l'ancienne cité gallo-romaine, puis du comté du Périgord au cours du moyen âge et des temps modernes, jusqu'au jour où les communications plus rapides brisèrent cette cellule économique pour l'intégrer dans la vie générale du monde contemporain.

3° DIVISIONS DU RELIEF STRUCTURAL DANS LE PÉRIGORD TERTIAIRE.

Selon la nature des terrains, on peut diviser aisément le Périgord tertiaire en deux régions : au Nord de la Dordogne, la Double et le Landais forment un tout, à cause des dépôts continentaux qui les recouvrent. Au Sud de la Dordogne, le Bergeracois est tout à fait différent, avec ses sédiments lacustres plus ou moins durs qui donnent un relief structural très

original. On étudiera donc successivement le relief structural de la Double et du Landais, puis celui du Bergeracois.

§ II. — LE RELIEF STRUCTURAL DE LA DOUBLE ET DU LANDAIS

1° DÉFINITION ET LIMITES DES DEUX PAYS.

Situés au Nord de la Dordogne, la Double et le Landais sont séparés par la vallée de l'Isle. La Double forme un quadrilatère assez bien délimité par les quatre vallées de la Beauronne à l'Est, de la Rizonne au Nord, de la Dronne à l'Ouest et de l'Isle au Sud. Si elle dépasse légèrement les deux premiers cours d'eau à l'Est et au Nord, elle n'atteint pas l'Isle et la Dronne; en particulier, à l'Ouest de Saint-Christophe, dans l'angle formé par le confluent des deux cours d'eau, de vastes étendues couvertes de vignes et de champs appartiennent plutôt au pays de Libourne et du Bordelais [5]. Mais autour de la Jemaye et d'Echourgnac règne encore la forêt de l'antique « Edobula » dont parle Grégoire de Tours; c'est toujours un pays de bois et de prairies marécageuses au relief indécis.

Le Landais s'étend entre les vallées de l'Isle et de la Dordogne, à l'Ouest de la Crempse et du ruisseau de Maurens, jusqu'aux buttes de calcaires à astéries qui jalonnent l'horizon occidental entre Le Fleix et Villefranche-de-Longchapt. Son nom, assez récent, puisqu'il date du début de ce siècle, lui vient de l'extension des bois de pins aux dépens des bois de chênes et de châtaigniers, et de l'immigration de résiniers venus du département des Landes pour exploiter les nouvelles « pignadas ». Le pays est moins boisé que la Double, mais le relief y offre les mêmes aspects, car le sol, l'altitude et la proximité des niveaux de base sont identiques. Aussi peut-on étudier à la fois la structure géologique et la morphologie du Landais et de la Double.

2° LES DÉPÔTS TERTIAIRES DE LA DOUBLE ET DU LANDAIS.

Pour des raisons d'ordre géologique, analysées dans la première partie de cet ouvrage (p. 155), les collines qui entourent la vallée de l'Isle, en aval de Mussidan, sont formées par des dépôts tertiaires d'origine continentale. Ce sont des sables, des graviers et des argiles plus ou moins sableuses, apportés par les cours d'eau descendus du Limousin et accumulés dans une zone de subsidence en bordure des lacs et des lagunes du Bordelais. Il y a d'ailleurs quelque analogie entre ces terrains et les mollasses de l'Agenais. Assez variés comme composition, mais de faible résistance en général aux forces d'érosion, ils peuvent être disposés en strates presque horizontales s'ils se sont formés au fond de cours d'eau tranquilles, ou bien ils sont répartis en lits entrecroisés, comme dans les deltas ou les cônes de déjection, ou bien enfin ils se sont accumulés en masses confuses, sans apparence de stratification. Il y règne le désordre que l'on constate dans les alluvions d'une plaine de

niveau de base où s'accomplit une œuvre de remblaiement par effondrement lent du substratum rocheux.

Mais, dans ces énormes déblais du Massif Central, on peut relever çà et là quelques formations d'une structure particulière dont l'influence se traduit dans les formes topographiques de la région. En premier lieu, on trouve, en surface, des galets et des graviers pliocènes qui ont raviné les dépôts meubles de l'Oligocène, et dans de vastes poches se sont accumulés des sables et des argiles remaniés, provenant des dépôts tertiaires voisins. Tout ce matériel est très friable et ne résiste guère au ruissellement. En second lieu, vers l'Ouest, les sols siliceux du Landais se chargent de calcaire, prennent des teintes plus claires, varient du marron et du rouge que leur donnent les oxydes ferreux au blanc crayeux, et, latéralement, passent aux calcaires à astéries de Villefranche-de-Longchapt et de Saint-Martin-de-Gurçon, datés du Stampien.

Enfin, dans ces terrains tendres, mais où ne font pas défaut les eaux chargées de silice et parfois de carbonate de chaux, les sables se sont agglomérés en grès très durs qui forment des bancs lenticulaires analogues à la « guerluche » des Landes. Ou bien, remontant par capillarité des profondeurs du sous-sol, des solutions chargées d'oxydes ferreux ont déposé leurs sels à proximité de la surface, accumulant dans les sables une sorte de croûte rougeâtre et très dure, semblable à de l'alios. Dans des matériaux meubles, ces formations dures jouent un rôle important quand l'érosion sculpte le relief structural. Mais leur extension est toujours très limitée, et ce sont les sables et les argiles qui dominent dans la Double et le Landais.

3° LES COLLINES ET LES VALLÉES DE LA DOUBLE ET DU LANDAIS.

a) *Les collines.*

Dans l'ensemble, la Double et le Landais se présentent comme un moutonnement confus de collines aux courbes adoucies, aux ondulations molles et monotones. On a pu y relever des surfaces d'érosion datées au plus tôt de la fin du Miocène, mais les reliefs tabulaires y sont très rares, les replats très restreints, et la ligne courbe dans le relief l'emporte sur la ligne droite ou brisée (photo XXXVIII).

Toutefois, au-dessus de ces croupes, que les bois contribuent à atténuer et à effacer, jaillissent quelques sommets qui frappent d'autant plus le regard que la topographie tout autour d'eux est plus insignifiante. Ainsi, Saint-Barthélémy-de-Bellegarde dresse son clocher à plus de 130 mètres d'altitude, au-dessus de croupes ne dépassant guère 90 mètres; de même, une colline, au Nord-Ouest d'Echourgnac, atteint 124 mètres, et le Signal de Servanches est coté 127 mètres. Dans le Landais, le moulin de Bosset est à 145 mètres et domine de plus de 30 mètres un vaste horizon de bois coupés de vignes sur des collines aux faibles ondulations.

Ces quelques accidents, dans un relief assez effacé et dont les sommets appartiennent à la pénéplaine mio-pliocène, n'en ont pas moins subsisté sous l'influence de causes structurales. La butte de Saint-Barthélémy est

couronnée d'un banc d'aliôs ou de guerluclie exploité comme pierre de taille; de même, les formations qui supportent le moulin de Bosset sont riches en grès très durs. Ce sont ces matériaux, dérivés des dépôts primitifs, qui ont assuré à ces quelques buttes le privilège de résister au ruissellement quand, autour d'elles, sables et argiles étaient déblayés par l'action des eaux courantes.

Vers l'Est, au contact du Périgord crétacé, la Double et le Landais cessent d'être aussi monotones; on décèle aisément dans le paysage un relèvement assez prononcé des sommets des collines. Vers la Crempse et le ruisseau de Maurens, le Landais dépasse 150 mètres, et atteint même 195 mètres à la pinière des Gravots. De même, autour de la Beauronne de Saint-Vincent, la Double, cessant de culminer autour de 100 mètres, s'élève à 140 et 150 mètres d'altitude absolue. C'est le substratum crétacé qui commence à faire sentir sa présence, qui affleure même dans les vallées de la Beauronne, des Lèches et de Saint-Jean-d'Eyraud, et que l'on apercevrait sur de plus vastes étendues si les dépôts meubles des sommets n'avaient pas glissé le long des pentes, ensevelissant les reliefs calcaires.

On peut dater aisément la formation des buttes et des collines, aux lignes adoucies, qui jalonnent la Double et le Landais; il s'agit de reliefs jeunes, postérieurs à la surface d'érosion mio-pliocène qui nivelle les plus hauts sommets; ils sont contemporains du creusement des vallées à la fin du Pliocène et au début du Quaternaire.

b) *Les vallées de la Double et du Landais* (fig. 25).

Dans les terrains meubles, argileux et imperméables de la Double et du Landais, il n'est plus question de vallons desséchés, abandonnés par les cours d'eau qui les ont façonnés et qui se sont enfouis dans les cavités du sous-sol. Ici, comme en Limousin, chaque vallée a son ruisseau, souvent parsemé d'étangs, et sur une carte, même à petite échelle, les deux régions se révèlent tout de suite par un chevelu hydrographique très dense.

Toutefois, on s'attendrait à trouver dans la Double et le Landais des vallées faiblement creusées, aux versants adoucis, aux formes prématurément vieilles par suite de l'intensité du ruissellement et de la facilité des éboulements. En réalité, il n'en est rien. Sans doute, les vallées doubleaudoises, où coulent, vers l'Isle, la Grande et la Petite Duché, la Cigale et le ruisseau de Larganaud, et vers la Dronne, les ruisseaux de Chalaure et de la Grande Nauve, ne présentent pas entre leur thalweg et le rebord des collines encadrantes de très grandes dénivellations: une trentaine de mètres environ. Les vagues d'érosion, qui ont démantelé les terrasses acheuléennes et moustériennes des grandes vallées, n'ont pas pénétré encore dans les cailloutis et les argiles d'Echourgnac; seules les reprises d'érosion antérieures, du début du Quaternaire et de la fin du Pliocène, ont mordu dans la masse des dépôts oligocènes. Il en est de même dans le Landais, où les vallées de la Lidoire et du Gurçon ne s'enfoncent que de 25 à 30 mètres dans les argiles et les sables, au pied de Bosset et de Saint-Géraud-de-Corps.

Mais, si ces vallées sont peu profondes, elles n'en sont pas moins très étroites; les cours d'eau ont découpé dans la masse des dépôts tertiaires des coupures qui rappellent, en plus petit, les gorges du Limousin. On voit se dresser au-dessus des étangs et des nauves des pentes vives, ou bien on se heurte brusquement, le long des chemins, à la traversée d'une vallée dans le fond de laquelle il faut descendre par un lacet. Pour expliquer cette jeunesse d'un relief en creux aussi vigoureux, et qui se manifeste également dans le profil en long par de petites cascades, on peut invoquer la pénétration récente des vagues d'érosion du début du Quaternaire dans la masse des sables et des argiles du Périgord. Certes, la vague d'érosion déclenchée entre le Mindélien et le Rissien n'est pas parvenue tout de suite au cœur de la Double et du Landais; celle qui s'est produite après la formation des terrasses acheuléennes atteint à peine la bordure des deux pays. Cependant, dans un matériel aussi meuble, des dizaines de milliers d'années ne paraissent pas nécessaires à la destruction des pentes les plus vives et à la formation des vallées évasées. S'il ne s'est produit rien de pareil, c'est parce que sont intervenues des influences contraires à l'œuvre du ruissellement et des éboulements.

Ces influences paraissent de deux sortes : les unes tiennent à la structure, d'autres se rapportent à la végétation :

1° La structure des dépôts continentaux de la Double et du Landais n'est pas aussi tendre, en effet, qu'on pourrait le croire à première vue; comme on l'a constaté, çà et là, des bancs de « guerluche » consolident les sables et les argiles et créent des ruptures de pente sur les versants et des rapides sur les cours d'eau. De plus, en surface surtout, les argiles sableuses contiennent une sorte d'aliôs assez dur, et les masses mêmes des argiles et des graviers, sous l'influence de leur propre poids, se sont tellement tassées qu'elles en ont acquis une certaine résistance à l'érosion. Elles se comportent alors, vis-à-vis du ruissellement et de l'attaque des cours d'eau, presque comme les schistes cristallins du Périgord septentrional. Partout où guerluche, aliôs et sables agglomérés affleurent, des ruptures de pente brisent les versants des vallées, et des gorges se dessinent au fond des ravins. En outre, les dépôts arénacés, très abondants sur les pentes et les croupes, en favorisant les infiltrations, réduisent considérablement l'œuvre destructrice du ruissellement.

2° Mais il existe une autre influence qui joue dans la morphologie des vallées doubleaudes et « landaises » un rôle très important, et que l'on n'a pas suffisamment signalée : c'est l'abondante végétation qui recouvre jusqu'aux pentes les plus vives des versants. Tandis que dans son lit, formé de sable et d'argile, le cours d'eau peut pratiquer une érosion linéaire rapide qui lui permet de s'encaisser si un banc de guerluche ne s'interpose pas, sur les versants siliceux de sa vallée poussent d'abondants tapis de bruyères et de fougères aux fortes racines; des chênes et des charmes s'élèvent au-dessus d'un sous-bois touffu, et la forêt, des croupes voisines, descend jusqu'au bord des ruisseaux qu'on aperçoit à travers les branches. Cette abondante végétation gêne le ruissellement. Même au cours des plus grands orages, les ruisseaux de la Double et du Landais ne

transportent guère de débris arrachés aux pentes des collines voisines; leurs eaux sont assombries par les débris végétaux et non rougies ou jaunies par les particules minérales des terrains qui les encadrent. Les arbres et les herbes atténuent la violence des averses et suppriment le ruissellement des eaux sauvages. Aussi ne voit-on pas, dans cette région du Périgord, les longs ravins qui rayent de leurs blessures les pentes décharnées des collines calcaires. Et cette influence de la végétation n'est pas récente. Déjà, aux temps mérovingiens, la Double était une forêt, et il est vraisemblable qu'elle l'était depuis l'établissement du climat actuel, c'est-à-dire depuis la fin du Paléolithique supérieur. Or, c'est en partie depuis cette période que les vallées intérieures des deux régions se sont creusées par propagation des cycles d'érosion déclenchés dans les grandes vallées depuis le début du Quaternaire et la fin du Pliocène. A mesure qu'elles se sont enfoncées, les bois et les bruyères ont envahi leurs pentes et les ont soustraites au ruissellement. Ainsi, les influences structurales, défavorables à la formation de vallées étroites, ont été contre-balancées par une abondante végétation que favorisent les terrains siliceux des dépôts tertiaires.

4° LES VALLÉES DE L'ISLE ET DE LA DORDOGNE DANS LA DOUBLE ET LE LANDAIS.

Comme on l'a vu plus haut (p. 435), dans la traversée des calcaires jurassiques et crétacés, les vallées de l'Isle et de la Dordogne ont un aspect tourmenté; elles passent d'un bassin dans un défilé, elles s'incurvent en méandres aberrants, et leurs versants varient selon la nature des roches qui les bordent. Mais en aval de Mussidan, pour l'Isle, et de Mouleydier, pour la Dordogne, le paysage topographique de la vallée se modifie profondément. Les versants de la vallée s'écartent; de un à deux kilomètres, la largeur de la coupure passe à quatre, six et même huit kilomètres; les terrasses prennent une ampleur nouvelle, et des rives du cours d'eau on devine à peine au loin la ligne des collines couvertes de bois [5].

En outre, le sillon tracé par le cours d'eau dans les dépôts tertiaires cesse d'être tourmenté, comme dans les calcaires crétacés; il s'allonge en ligne droite, de Bergerac au Fleix pour la Dordogne, de Mussidan à Coutras pour l'Isle. On pourrait même ajouter que la vallée de la Dronne, en aval de Parcou, prend les mêmes caractères; ses versants s'écartent de quatre à six kilomètres et elle s'oriente, presque en ligne droite, vers le Sud-Ouest.

Ces caractères nouveaux des vallées périgourdines aux approches du Bordelais sont évidemment d'influence structurale. Après avoir dû creuser leur sillon dans un matériel dur et hétérogène, les cours d'eau ont rencontré des dépôts meubles, tendres, composés d'argile et de sable, et aussitôt, par l'érosion linéaire dans leur thalweg, et surtout par l'érosion latérale dans les rives concaves des méandres, ils ont approfondi leur vallée, tout en lui assurant une ampleur qui n'est pas seulement fonction du débit, mais qui dépend aussi de la structure. Et les obstacles qui ont gêné l'érosion normale des ruisseaux doubleauds et landais n'ont plus la

même valeur quand il s'agit de cours d'eau aussi puissants que l'Isle ou la Dordogne; les lentilles de guerluche ou les bancs d'alias n'offrent qu'une faible résistance à la poussée des crues; les landes de genêts et même les bois de chênes le long des pentes ne tiennent guère devant le sapement obstiné de 100 à 200 mètres cubes d'eau à la seconde.

Quant au caractère rectiligne des trois vallées, il est lié également à la nature du sol, où les méandres encaissés ne peuvent se maintenir longtemps. Tandis que dans l'encadrement des escarpements des calcaires coniaciens ou angoumiens, les eaux sont prises comme dans un corset de pierre et n'usent que très lentement la base des rochers, dans un matériel meuble et homogène comme celui de la Double et du Landais il ne peut se former que des méandres divagants. A peine une sinuosité s'amorce-t-elle qu'elle tend à prendre de grandes proportions; sa courbure s'accroît latéralement, jusqu'à atteindre des dimensions qui équivalent à huit à dix fois la largeur du lit mineur, selon la loi du calibrage des vallées par les méandres; et, en outre, elle se déplace vers l'aval, faisant sauter rapidement les lobes de méandre pour niveler le fond de la vallée. Il existe ainsi, çà et là, le long des versants de la Double et du Landais, et au pied des terrasses, des pentes incurvées, des sortes de petits « cingles » morts qui représentent la morsure rapide et incomplète d'une sinuosité du cours d'eau. De nombreuses morsures, ainsi juxtaposées, fixent les limites de la vallée et des collines, orientent la coupure dans la direction où s'écoulent les cours d'eau selon les lois de la tectonique générale du Bassin Aquitain : de l'Est à l'Ouest pour la Dordogne et l'Isle, du Nord-Est au Sud-Ouest pour la Dronne; et l'ensemble converge vers la zone de subsidence du Bordelais.

Enfin, dans la traversée de la Double et du Landais, la Dronne, l'Isle et la Dordogne posent un dernier problème morphologique; la Dronne et l'Isle se tordent actuellement en d'innombrables méandres divagants presque à la surface des terrasses moustériennes. Au contraire, la Dordogne, depuis Mauzac, est encaissée dans les alluvions moustériennes, au point qu'à Bergerac elle a entamé le substratum tertiaire, constitué par des sables du Périgord; ses sinuosités sont amples et de faible courbure, sauf au Fleix, où, comme l'indique le nom du village, elle dessine un coude très accentué.

Ces différences de comportement ne peuvent être dues simplement à la structure, qui est partout la même, avec des alluvions quaternaires très meubles sur des sables oligocènes presque aussi tendres — sauf une exception cependant au Fleix, où la Dordogne entre dans la zone des calcaires à astéries et des calcaires de Castillon, et manifeste ce passage dans les terrains durs par une légère rupture de pente et par un méandre à courbure très accusée; mais ailleurs il s'agit d'influences cycliques et de débit jouant dans un matériel friable où se combinent donc, une fois de plus, toute une série de causes, pour donner aux phénomènes morphologiques une complexité difficile à saisir à première vue.

On a déjà relevé dans l'étude des terrasses une reprise d'érosion préflandrienne qui a démantelé les terrasses moustériennes dans la région de Libourne et a pénétré plus profondément dans la vallée de la Dordo-

gne que dans la vallée de l'Isle, à cause du débit plus abondant du principal cours d'eau périgourdin. Tandis que sur l'Isle la morsure, déclenchée de l'aval vers l'amont par l'abaissement du niveau de base au moment de la régression préflandrienne, ne dépassait guère le confluent de la Dronne, sur la Dordogne elle parvenait, d'ailleurs dans un matériel assez tendre, jusqu'aux premières barres de calcaires crétacés, dans les rapides de la Gratusse, au pied de Lalinde (photo XI).

Au cours de cette reprise d'érosion, il s'est produit sur la Dordogne un phénomène que l'on a déjà signalé à propos des méandres divagants; ceux que la Dordogne décrivait sur les terrasses moustiériennes ont accéléré leur évolution et ont disparu par recoupement des lobes; le cours d'eau a perdu ses capricieuses sinuosités, pour devenir sensiblement rectiligne (a). Si, aujourd'hui, on peut de nouveau remarquer, çà et là, des courbes assez accentuées le long de ses rives, ce sont des accidents récents qui se sont développés depuis le début du Néolithique, là où le fil de l'eau heurte quelques bancs de calcaire ou de grès tertiaires cachés sous les alluvions des terrasses. Mais ces sinuosités n'ont pas l'ampleur et la complexité de celles de l'Isle et de la Dronne.

En effet, en amont de Coutras, l'Isle et la Dronne coulent presque au niveau des terrasses moustiériennes et donnent une image de ce qu'était la Dordogne au moment de la reprise d'érosion préflandrienne. Les deux rivières, de faible débit, appauvries par la diminution de l'humidité dans le climat actuel, ne peuvent plus mordre dans les alluvions qu'elles ont accumulées au moment des grandes débâcles glaciaires; elles errent à la surface d'une plaine de remblaiement, en courbes variées et encadrées de bras vifs ou morts. Sous le Second Empire, on a tenté de mettre un peu d'ordre dans le fouillis des rives en recoupant les boucles les plus gênantes pour la batellerie. Toutefois, si le débit des deux cours d'eau s'accroissait de nouveau et si la vague d'érosion préflandrienne reprenait sa marche vers l'amont, les méandres de la Dronne et de l'Isle disparaîtraient, comme ont disparu ceux de la Dordogne. Cet exemple confirme ainsi l'hypothèse émise déjà au sujet des rapports possibles entre les méandres divagants et les méandres encaissés. Les méandres divagants ne donnent pas, par creusement du lit des cours d'eau, des méandres encaissés. Ils disparaissent, et ce n'est que plus tard, quand le cours d'eau a rencontré, dans le façonnement de son thalweg, des roches dures et hétérogènes, comme cela se produit en ce moment sur la Dordogne en aval de Mouleydier, qu'il redevient sinueux et décrit des méandres encaissés.

(a) Des photographies aériennes toutes récentes montrent, autour de Bergerac, la trace des méandres recoupés à la fin du Paléolithique.

§ III. — LE RELIEF STRUCTURAL DU BERGERACOIS

VUE D'ENSEMBLE, LIMITE ET STRUCTURE.

a) *Aspect particulier du Bergeracois.*

Aux collines monotones du Landais et de la Double, le Bergeracois oppose un relief structural infiniment varié et très différent de celui que l'on rencontre dans le reste du Périgord. Fronts de côte déchiquetés, buttes-témoins éparses çà et là, ruptures de pente au flanc des vallées, accidents topographiques partout où, dans la masse tendre des terrains tertiaires, s'intercale la dure carapace d'un banc calcaire, autant de reliefs minuscules, extrêmement diversifiés et reflet exact des variations de faciès. Ce sont là les confins septentrionaux des dépôts sédimentaires, accumulés au cours de l'ère tertiaire dans les lacs, les mers et les lagunes qui ont recouvert, de l'Eocène au Pliocène, le centre du Bassin Aquitain. Ainsi, de Bergerac à Vic-Fézensac, et de Sainte-Foy-la-Grande à Albi, se répètent, de part et d'autre de la Garonne, les mêmes paysages topographiques, où l'érosion normale a minutieusement tenu compte de l'inégale résistance des horizons géologiques au cours d'une période d'érosion relativement courte, puisqu'elle est postérieure à la surface d'érosion miopliocène [53, 82].

b) *Les limites du Bergeracois (cartes I et X).*

Le Périgord n'empiète que fort peu sur les terrains tertiaires du Bassin Aquitain; géologiquement même, il s'arrête aux limites du Crétacé, vers Mouleydier et Beaumont. Mais, pour des raisons d'ordre économique et politique, il s'est toujours étendu, soit comme cité gallo-romaine, soit comme diocèse ou comté, jusqu'à la vallée du Dropt. De sorte que l'étude morphologique du Bergeracois doit atteindre aux rives de ce dernier cours d'eau, de Monpazier à Eymet. Vers l'Ouest, le Bergeracois atteint les rives de la Dordogne par la vallée du ruisseau de Saint-Sulpice-d'Eymet, les hauteurs de Puyguilhem et le ruisseau du Seignal. Au Nord, il s'arrête au versant méridional de la vallée de la Dordogne, de Saint-Philippe-du-Seignal au village du Verdon. Enfin, vers le Nord-Est, ses limites passent par Beaumont, Lohme, Lavalade, et Monpazier sur le Dropt.

c) *Les terrains sédimentaires du Bergeracois.*

Les terrains sédimentaires du Bergeracois, de même âge que les dépôts de la Double et du Landais, en diffèrent cependant, car, au lieu de se déposer sur une plaine de piedmont ou de niveau de base, ils se sont formés dans des lacs, des lagunes et des marécages. Ces terrains viennent donc jusqu'au pied de la flexure qui, en inclinant vers le Sud-Ouest les calcaires du Crétacé, a permis aux invasions marines et lacustres du Bassin Aquitain de se propager vers l'Est, jusqu'au delà d'une ligne passant par Beaumont et Monpazier (fig. 9).

Le Bergeracois oppose ainsi, aux calcaires et aux marnes du Crétacé périgourdin, aux sables et aux argiles de la Double et du Landais, ses mollasses coupées de bancs calcaires. Les terrains tendres, constitués surtout par des arkoses sableuses et argileuses, souvent riches en carbonate de chaux, constituent presque toute l'épaisseur des sédiments du Ludien à l'Aquitaniens. Mais, à proximité du Crétacé, d'où elles proviennent en partie, ces mollasses se modifient parfois profondément, se chargent de carbonates et deviennent des grès à ciment calcaire, ou tout simplement de solides bancs calcaires blancs ou gris. Ainsi, les mollasses de Saint-Nexant disparaissent à l'Est de Monsac et, vers Beaumont et Lolme, ne se distinguent plus des calcaires de Saint-Cernin; de même, les mollasses sannoisiennes du Fronsadais deviennent calcaires autour d'Issigeac et se confondent avec les calcaires de Monbazillac, qui, eux au contraire, disparaissent quand on pénètre dans l'Agenais et l'Entre-deux-Mers. A cause de cet enrichissement en calcaire des faciès mollassiques, le relief structural du Bergeracois n'a pas toute la vigueur et la netteté de celui des « serres » de l'Agenais, entre Agen, Villeneuve et Castillonnès, où, sur des dizaines de mètres d'épaisseur, de vraies mollasses portent de minuscules chapeaux découpés dans les bancs calcaires qui les protègent et les couronnent. C'est même cet enrichissement des divers horizons en calcaire, et plus particulièrement la présence du calcaire de Monbazillac dans la mollasse stampienne, qui permet de distinguer le Bergeracois de l'Agenais, où les horizons de grès tendres ont plus d'ampleur et plus de pureté.

Néanmoins, comme dans le centre du Bassin Aquitain et du Bassin Parisien, si l'on veut saisir toutes les nuances de la morphologie structurale, il faut distinguer les horizons mollassiques des horizons calcaires. Au Sud de Bergerac, jusqu'au Dropt, on découvre ainsi aisément quatre bancs calcaires intercalés dans les mollasses : au-dessus des mollasses de Saint-Nexant, qui forment la base des dépôts tertiaires, se placent les calcaires de Saint-Cernin; puis viennent les mollasses du Fronsadais, recouvertes par les dures assises du calcaire de Castillon. Au-dessus s'accumulent, sur 60 mètres d'épaisseur, les mollasses de l'Agenais, qui contiennent, plus près de leur sommet que de leur base, les calcaires de Monbazillac, assez durs, mais en général très minces. Enfin, çà et là, quelques buttes sont couronnées de calcaire blanc de l'Agenais, très dur et caverneux, épais de 10 à 12 mètres [8, 53].

Les mollasses de Saint-Nexant et les calcaires de Saint-Cernin, datés du Ludien, sont contemporains des étages à gypse du Bassin Parisien; les mollasses du Fronsadais et le calcaire de Castillon appartiennent au Sannoisien, et, par conséquent, s'apparentent, surtout le banc calcaire, au calcaire de Brie; la mollasse de l'Agenais et les calcaires de Monbazillac, d'âge stampien, se sont déposés à la même époque que les sables de Fontainebleau. Enfin, le calcaire blanc de l'Agenais, qui appartient à l'Aquitaniens, équivaut, dans le Bassin Aquitain, au calcaire de Beauce dans le Bassin Parisien.

Ces divers horizons s'ordonnent assez bien sous la longitude de Bergerac ou d'Eymet; ce n'est qu'à l'Est, en se rapprochant des calcaires

secondaires, que leurs faciès s'altèrent et qu'il faut tenir compte de l'enrichissement des mollasses en carbonate de chaux pour l'explication du relief. Il faut également souligner les déformations subies par ces terrains, flexures, ondulations et surtout légère inclinaison de toutes les strates vers le Sud-Ouest, si l'on veut comprendre le jeu de l'érosion normale dans ces formations sédimentaires complexes du Bergeracois.

Peut-être pourrait-on, pour la description d'ensemble du relief structural, choisir quelques formes particulières : vallées à corniches, front de côte, buttes-témoins, et en donner une explication synthétique. Mais on ne parviendrait ainsi qu'à saisir lentement la physionomie topographique de la région; mieux vaut procéder par analyse et étudier successivement l'influence de chaque horizon sur le relief du Bergeracois. On est ainsi amené à distinguer sept formes particulières de topographie liées aux divers horizons des terrains tertiaires, et susceptibles d'être réparties en quatre groupes, selon les divers étages : ludien, sannoisien, stampien et aquitanien.

1° LES MOLLASSES ET LES CALCAIRES DU LUDIEN (carte X).

Le Ludien est représenté par deux horizons très différents l'un de l'autre : à la base, les mollasses de Saint-Nexant; et au sommet, les calcaires de Faux et de Saint-Cernin. A chacun de ces horizons correspondent des reliefs particuliers.

a) *Les mollasses de Saint-Nexant* affleurent à la base des coteaux qui se dressent au Sud des terrasses acheuléennes de la Dordogne, de Saint-Philippe-du-Seignal, près de Sainte-Foy-la-Grande, à Verdon, près de Couze, en suivant les premières pentes de la côte de Monbazillac. Un petit banc calcaire s'y intercale au pied du village de Verdon et crée un replat où est bâti le hameau de Bas-Verdon. Au delà de Monsac, ces mollasses disparaissent dans les sables sidérolithiques, que rien ne sépare plus du calcaire de Saint-Cernin. Mais elles s'insinuent profondément dans les vallées de la Gardonnette et de la Conne et atteignent une trentaine de mètres d'épaisseur au pied de Conne-de-Labarde et de Saint-Cernin-de-Labarde (photo XLI). On les retrouve au sud du Bergeracois, sur les premières pentes de la vallée du Dropt et autour de Sainte-Radegonde, sur la Bournègue; vers Rives et Rayet, au Nord de Villereal, où elles atteignent 3 kilomètres de largeur. Elles sont beaucoup plus restreintes à l'Ouest, entre Falguyrat et Eymet [8].

Partout, ces terrains tendres, argilo-sableux, résistent mal au ruissellement; des loupes de glissement et des ravinements parsèment d'accidents leurs pentes adoucies. Sous des climats plus humides et plus froids, probablement au Würmien, les phénomènes de solifluction n'y furent pas rares, et des masses argileuses glissèrent de la côte de Monbazillac sur les terrasses de la Dordogne; on a déjà noté, à la fin de la première partie, ces formes de relief, si fréquentes dans les terrains argileux du Bergeracois [43]. La vallée de la Dordogne et surtout celle du Dropt s'élargissent dès qu'elles atteignent les mollasses de Saint-Nexant; c'est parti-

culièrement net pour le Dropt en aval de Monpazier, dans le bassin de Villereal.

b) *Les calcaires de Saint-Cernin* (fig. 65 et carte X). — Au-dessus des mollasses de Saint-Nexant, les calcaires de Saint-Cernin se révèlent par une brusque rupture de pente jalonnée de blocs rocheux et de broussailles. A l'Ouest du Bergeracois, entre le Seignal et la Gardonnette, la rupture de pente est insignifiante, car le banc calcaire est de médiocre épaisseur. Il disparaît même dans la côte de Monbazillac, où les mollasses de Saint-Nexant viennent au contact des mollasses du Fronsadais. Mais il prend beaucoup d'ampleur (15 à 20 mètres) dans la vallée de la Gardonnette, qu'il transforme en cañon au pied du château de Bridoire (photo XL) ; là, l'érosion par soutirage, telle qu'on l'a décrite dans les marnes et les calcaires du Crétacé, s'est exercée sous la couche calcaire, aux dépens de la mollasse, et a transformé le fond des vallées de la Gardonnette et de ses affluents en « bouts-du-monde » fort pittoresques, grâce à leur encadrement d'escarpements blanchâtres.

Les mêmes calcaires reparaissent dans la vallée du Dropt, au Nord d'Eymet et au pied des villages de Rouquette et des Saumagnes ; ils constituent une petite corniche qui se distingue mal des abrupts plus imposants déterminés par des calcaires de Castillon. Les mêmes bancs très durs forment le fond de la vallée de la Banège d'Issigeac, autour d'Eyrenville. Ils ne sont là qu'à 70 mètres environ d'altitude. De même, dans la vallée de la Gardonnette, ils ne dépassent pas 80 mètres. Mais, quand on les retrouve au delà des hauteurs du Colombiers et de Saint-Perdoux, ils sont à plus de 100 mètres ; une flexure les a ainsi relevés de 20 à 30 mètres en 5 ou 6 kilomètres, du Sud-Ouest au Nord-Est.

Dans cette dernière zone de leur extension en Bergeracois, ils encadrent de deux fortes corniches la vallée de la Conne (photo XLI) ; ils supportent, au-dessus de leurs escarpements grisâtres, en partie cachés sous les chênes et les noisetiers, les clochers de Conne-de-Labarde et de Saint-Cernin. Puis, au delà de cette profonde coupure, ils constituent le plateau de Saint-Aubin-de-Lanquais et de Faux, vaste plate-forme structurale qui se relève lentement vers le Nord-Est. La surface de la plaque calcaire est parsemée de quelques accidents karstiques ; la Conne et ses affluents y disparaissent, et leurs vallées s'y prolongent par des « combes » sèches. En bordure de la Conne et de la vallée de la Dordogne, quelques petites « crozes » dénotent le travail souterrain d'érosion des eaux. Par ses teintes grises et blanches, ses rocailles et son aspect desséché, le plateau de Faux prend l'allure d'un petit caïsse.

Le banc des calcaires de Saint-Cernin se relève jusqu'à 170 mètres au Nord-Est de Faux et domine d'une légère corniche la vallée de la Dordogne au Verdon ; puis il borde, d'un même relief dissymétrique, le versant occidental de la vallée, où coule le ruisseau de Lanquais. Il dessine ainsi, jusqu'au pied de la Valade, non loin de Monpazier, le premier gradin d'un relief de côte assez complexe où participent au moins deux autres horizons calcaires (fig. 65). En tout cas, dès maintenant, on peut constater qu'à Monsac, à Beaumont, à Lolme, le calcaire de Saint-Cernin se termine

au-dessus des sables sidérolithiques par un abrupt qui est un front de côte. Il détache, au devant de cet abrupt, des promontoires et des buttes-témoins à Beaumont et à Belpech (photo XXXIX), car l'érosion des cours d'eau obséquents, affluents de la Couze, qui coule dans une direction subséquente, a violemment festonné et déchiqueté la tranche de la côte, soit par ruissellement, soit peut-être par des phénomènes de soutirage souterrain dans les dépôts tendres du sidérolithique. Si la côte n'a qu'une médiocre ampleur, c'est parce que les sables tertiaires, où aurait pu se creuser une dépression subséquente, sont peu épais et qu'ils reposent tout de suite sur les calcaires très durs du Maestrichtien; l'érosion normale, ayant à peine esquissé une dépression périphérique, a aussitôt mordu dans les calcaires crétacés, de sorte que la côte ludienne est comme « suspendue », au-dessus des vallons obséquents, sur des croupes de calcaires maestrichtiens.

L'orientation Sud-Est-Nord-Ouest de la côte des calcaires de Saint-Cernin apparente cet accident morphologique aux côtes du Périgord crétacé; les calcaires du Coniacien supérieur dessinent également en Sarladais des côtes d'orientation semblable. On retrouve ainsi dans le Bergeracois les mêmes influences tectoniques que dans les autres régions du Périgord; ce sont des flexures de direction sud-armoricaine qui ont fixé l'avancée maximum des lacs où se déposait le calcaire de Saint-Cernin, et qui expliquent encore les limites et l'orientation des reliefs monoclinaux qui s'échelonnent de Monpazier aux rives de la Dordogne.

2° LES MOLLASSES ET LES CALCAIRES DU SANNOISIEN.

Comme le Ludien, le Sannoisien comprend dans le Bergeracois deux horizons très différents, d'ordinaire, l'un de l'autre : à la base, ce sont les mollasses du Fronsadais, et au sommet l'important niveau des calcaires de Castillon.

a) *Les mollasses du Fronsadais.*

Vers l'Est du Bergeracois, les mollasses du Fronsadais ne jouent qu'un rôle effacé dans la topographie, car elles se transforment, au delà de Mandacou et de Monsaguel, en une roche marneuse et calcaire, blanche, qui se distingue mal des terrains plus durs qui l'encadrent. C'est ainsi qu'au Nord-Est de Monmadalès, entre le calcaire de Saint-Cernin et le calcaire de Castillon, ne se place pas une zone évidée par l'érosion, aux pentes adoucies; au contraire, l'ensemble du paysage est âpre, rocailleux, blanchâtre sous l'influence des trois horizons calcaires du Sannoisien et du Ludien supérieur. C'est à peine si, sous la butte de Monmadalès, les marnes du Sannoisien inférieur permettent aux bancs plus durs du Sannoisien supérieur de prendre un certain relief en dessinant des pentes vives autour du village.

Il en est de même dans la vallée de la Banège, autour d'Issigeac, où le sol calcaire se reflète dans l'âpreté des lignes du relief, dans la sécheresse des prés et des bois, dans les rocailles dispersées sur les pentes et dans la teinte blanche que la pierre, riche en carbonate de chaux, donne

au paysage, de sorte que les gens de Lauzun et de Montflanquin, en Agenais, désignent la région d'Issigeac sous la dénomination de « pays des tertres blancs ».

Mais à l'Ouest des vallées de la Conne et de la Banège, les mollasses du Fronsadais retrouvent leur faciès normal de grès et d'arkoses tendres. Alors, au-dessus des calcaires de Saint-Cernin, les pentes douces, qui s'élèvent lentement vers Colombiers et Saint-Perdoux, reflètent la faible résistance du sous-sol à l'érosion. Dans la vallée de la Gardonnnette, au-dessus des escarpements qui portent le château de Bridoire, de larges replats correspondent aux affleurements mollassiques. On peut les suivre vers l'Ouest, à Sigoulès, au pied de Pomport, de Cunèges et de Gageac. Sur les pentes de la côte de Monbazillac, ces terrains tendres mêlent leurs loupes de glissement et leurs coulées de solifluction à celles des mollasses de Saint-Nexant, dont rien ne les sépare. Ils assurent aux deux tiers de la côte l'allure chaotique et désordonnée de creux et de croupes que recouvre le célèbre vignoble (photo XLII).

Sur les bords du Dropt, les mollasses du Fronsadais reparaissent au Nord d'Eymet, dans un étroit replat mal dessiné au pied de Rouquette, de Fonroque et de Saint-Aubin-de-Cadelech. Ce n'est qu'à Falgueyrat qu'elles prennent un peu d'ampleur et jouent un rôle plus important dans les pentes des collines, d'Eyrenville à Saint-Quentin, au-dessus des mollasses de Saint-Cernin, dont elles sont mal séparées par les calcaires sableux du Ludien supérieur. Elles contribuent ainsi à donner à la vallée du Dropt une largeur qu'elle perd en aval, vers Serres et Monguyard, dans la traversée des bancs calcaires plus durs du Sannoisien supérieur.

Mais, dans l'ensemble, sauf autour de la Gardonnnette, les mollasses du Fronsadais ne jouent qu'un rôle médiocre dans le Bergeracois. Elles ne s'imposent vraiment dans la morphologie du Bassin Aquitain qu'en Agenais septentrional, dans le Pays de Lauzun, situé au delà de la vallée du Dropt.

b) *Les calcaires de Castillon* (carte X).

A cause de leur épaisseur de 10 à 12 mètres, de leur extension sur toute la région et de leur structure, les calcaires de Castillon forment dans le Bergeracois l'horizon le plus important des bancs de roche dure. Ce sont, en effet, des calcaires blancs, très durs, perméables, à cassure lithographique, qui résistent très bien à l'érosion normale. Aussi donnent-ils des reliefs vigoureux, fortement marqués, entre les mollasses inférieures et les mollasses supérieures de la région méridionale du Périgord.

Les calcaires de Castillon constituent une plaque rocheuse qui s'élève lentement de la vallée du Dropt vers les vallées de la Dordogne et de la Couze. A Eymet et à Eyrenville, leur altitude est comprise entre 90 et 100 mètres; elle atteint 150 mètres à Monbazillac et 160 à 180 mètres au Sud de Beaumont. Cette inclinaison du Nord-Est au Sud-Ouest et le faciès particulier de la roche favorisent la formation de reliefs monoclinaux d'une côte au front tourné vers le Périgord crétacé. Effectivement, c'est bien un relief de côte qui se dresse au-dessus de la Dordogne, au Sud de Bergerac, et ce relief débute même au delà; c'est dans le Landais

occidental que l'on a vu pour la première fois s'élever au-dessus des sables oligocènes les buttes-témoins et les reliefs dissymétriques des calcaires à astéries (photo III). Ces accidents morphologiques, que la vallée de la Dordogne coupe au Fleix, se poursuivent sur la rive gauche par les hauteurs de Saussignac, la côte de Monbazillac, où le calcaire de Castillon relaie, par son sommet, le calcaire à astéries. Vers Colombiers et Saint-Perdoux, les bancs du Sannoisien supérieur dressent leur tranche à 30 ou 40 mètres au-dessus des replats structuraux du calcaire ludien, dont ils sont séparés par les pentes douces de la mollasse du Sannoisien inférieur. Ils forment ainsi l'horizon occidental des villages établis sur le plateau de Faux.

Au delà de Saint-Perdoux, la côte du calcaire de Castillon s'infléchit vers l'Est, fortement ébréchée par l'attaque obséquente des affluents de la Conne et du ruisseau de Lanquais, au point qu'elle détache, presque en butte-témoin, le socle qui porte le village de Monmadalès. Mais au Sud de Monsac, elle s'incurve de nouveau vers le Sud-Est et forme le deuxième gradin de la « cuesta » de Lolme-Labouquerie, au-dessus du gradin constitué par les calcaires de Saint-Cernin (fig. 65).

Ainsi, vue de l'Est, la côte du Sannoisien supérieur ne se distingue guère d'une côte ordinaire du Crétacé ou du Jurassique. Mais l'assimilation ne peut être totale. En effet, tandis que les bancs épais des calcaires coniaciens ou bajociens dessinent des revers de côtes solides que les cours d'eau conséquents ont dû, d'ordinaire, respecter, les bancs de calcaire de Castillon sont trop peu épais pour résister à l'attaque des cours d'eau conséquents venus du Dropt, comme le Brayssou de Saint-Cassien, la Bournègue de Sainte-Radegonde, la Banège d'Issigeac, et les ruisseaux de Fonroque et de Sainte-Eulalie-d'Eymet; la Gardonnette elle-même, dans une situation qui rappelle celle de la Meuse dans les côtes de Meuse, a éventré de son cours subséquent et obséquent la plaque des calcaires sannoisiens.

Ce n'est que dans la région de Saint-Léon, de Naussannes et de Nojals, autour du plateau de Larocal, que le calcaire de Castillon constitue un revers de côte continu, jalonné d'ailleurs de buttes-témoins appartenant à des formations sédimentaires plus récentes. Mais si l'on fait abstraction de ces accidents, on trouve, dans toute cette région du Bergeracois oriental, une surface structurale bien dessinée sur le Sannoisien supérieur. La pauvreté de cette surface en sources et en ruisseaux, la profondeur des puits décèlent des influences karstiques à peine esquissées encore, à cause de la faible dénivellation entre le plateau et les vallées voisines; toutefois leur action est indéniable et peut s'accentuer si le niveau de base s'abaisse.

Hors de cette région, les bancs calcaires du Sannoisien supérieur ne constituent plus au-dessus des vallons que des escarpements de 8 à 12 mètres de hauteur. Ils entourent, comme un « bout-du-monde », le ruisseau du Brayssou autour de Saint-Cassien. En aval de Saint-Léon, ils bordent la Bournègue, en s'amincissant toutefois, car leur partie inférieure prend autour de Saint-Quentin et de Faurille un faciès mollassique. Ils retrouvent toute leur vigueur à Issigeac, de part et d'autre de la Banège, et leurs croupes chauves ont fixé les villages de Mandacou et d'Eyren.

ville. De Falgueyrat à Eymet, ils déterminent la rupture de pente qui couronne les coteaux de Saint-Aubin-de-Cadelech et de Fonroque. Ils assurent aux villages de Rouquette et de Cogulot des sites perchés fort pittoresques au-dessus des vallées.

Plus compacts entre Eymet et Sigoulès, où l'érosion les a plus difficilement attaqués, les bancs du calcaire de Castillon disparaissent en grande partie sous les dépôts stampiens de Singleyrac et de Sainte-Innocence. Toutefois, avant de passer sous les mollasses de l'Agenais, ils dessinent, autour du ruisseau de Singleyrac, des versants au beau profil en down, dus au caractère plus marneux de l'horizon. Ils reparaissent de part et d'autre de la Gardonnette, où ils s'allongent en longues croupes sèches, bordées d'à-pics. Ils servent de sites à toute une série de hameaux et de villages : Cunèges, Pomport, Gageac vers l'Ouest, Ribagnac vers l'Est. La Gardonnette, qui coule parallèlement au front de la côte, dans une situation subséquente, sauf dans son cours inférieur, où elle est obséquente, dédouble ce relief dissymétrique et isole au Nord le plateau de Monbazillac.

Ainsi, tout le revers de la « cuesta » créée par le calcaire de Castillon est découpé, crevé par des vallées conséquentes et subséquentes; il ne subsiste relativement intact qu'à l'Est, dans le plateau de Larocal, et à l'Ouest, sous les mollasses de l'Agenais. Et le front, que le relief monoclinal oppose vers le Nord-Est aux collines du Périgord crétacé, n'est qu'une façade cachant une ruine. Quand on escalade les 30 ou 40 mètres de retombée de cette côte au-dessus des plates-formes structurales de Faux et de Conne-de-Labarde, ce n'est plus un nouveau plateau incliné vers le Sud-Ouest que l'on a devant soi, mais simplement des collines, des croupes au sommet plus ou moins horizontal, et qui bordent les vallées de leurs escarpements blanchâtres; le revers de la côte est ainsi réduit à de longues lanières de roches et ne rappelle pas les surfaces massives, à peine attaquées à l'arrière, des plateaux du Barrois et de la Woèvre, en Lorraine, ou du Coniacien supérieur, dans le Sarladais.

Le calcaire de Castillon offre donc un exemple typique d'une forme de relief fréquente dans les terrains tertiaires du Bassin Aquitain, et constituée par une côte épaulée à l'arrière sur de longues croupes découpées par des vallées conséquentes; l'extérieur du paysage morphologique a belle apparence et rappelle les collines monoclinales si fréquentes dans l'Est du Bassin Parisien, mais l'intérieur est en ruine et rien n'y rappelle plus les belles surfaces structurales du Berry ou de la Lorraine. Aussi, à ce relief original, à cette ruine de « cuesta » convient-il de donner un nom particulier : celui de « côte à revers démantelé », qui caractérise une topographie monoclinale fortement disséquée par les attaques de l'érosion normale et qui se rattache au type de côte languedocien.

On peut se demander alors quelle est l'origine de ces côtes démantelées que l'on rencontre dans le Bas-Quercy, dans l'Albigeois, dans le Lauragais, comme dans le Périgord méridional. L'origine en est certainement structurale; néanmoins, il est bon de considérer également les influences tectoniques. En particulier, dans le Bergeracois, où les couches géologiques s'inclinent vers le Sud-Ouest, les cours d'eau principaux, le

Dropt et la Dordogne, n'obéissent pas complètement à cet appel du pendage des strates. Pour la Dordogne, on a pu déceler un appel secondaire déterminé par un gauchissement d'ensemble du Bassin Aquitain vers le Nord-Ouest, grâce à la présence d'une zone de subsidence vers les bas pays de la Charente et de l'Aunis. Et c'est la composante des deux pentes que traduit le cours Est-Ouest de la principale rivière du Périgord.

Quoique le Dropt n'ait pas l'importance de la Dordogne, il a subi, lui aussi, l'appel du Nord-Ouest; tandis que dans son cours supérieur et son cours inférieur il conserve une direction conséquente, dans son cours moyen, au Sud du Bergeracois, il s'oriente également de l'Est vers l'Ouest, cédant ainsi successivement aux sollicitations des deux pentes du Bassin Aquitain septentrional. Ces cours Est-Ouest se sont établis au plus tard sur la surface d'érosion mio-pliocène qui recoupait les sommets les plus élevés de la région, par conséquent entre 40 et 50 mètres au-dessus des calcaires de Castillon. Dans la formation de sa vallée pliocène, le Dropt a dû capturer, comme la Dordogne, les cours d'eau primitifs qui descendaient du Périgord vers la Garonne, selon une direction conséquente. Ainsi morcelés, ces cours d'eau ont été réduits à l'état de ruisseaux. Et c'est ce réseau hydrographique, composé de fragments si variés, qui s'est enfoncé au cours du Quaternaire dans les mollasses et les calcaires de l'Agenais.

Si les strates calcaires avaient été épaisses de plusieurs dizaines de mètres, fissurées et karstifiées, il est certain que les petits cours d'eau conséquents, Bournègue de Saint-Léon ou Banège d'Issigeac, par exemple, n'auraient pas pu se maintenir à la surface du sol et auraient disparu en profondeur, laissant intacts les revers de côtes, en particulier celui que déterminent les calcaires de Castillon au Sud de Monbazillac. A peine aurait-on aperçu quelques « combes » au profil transversal adouci, quelques dolines de plus ou moins grande envergure. Mais l'évolution morphologique ne s'est pas déroulée ainsi dans des terrains aussi variés que les mollasses et les calcaires lacustres du Bergeracois. Les mollasses, très tendres, se sont prêtées aisément aux effets du ruissellement, de l'érosion linéaire des cours d'eau et à l'action du soutirage sous les plaques de roche dure, comme on l'a déjà signalé dans la vallée de la Gardonnette pour les mollasses de Saint-Nexant placées sous les calcaires de Saint-Cernin. Au-dessus des terrains tendres, si rapidement défailants, les horizons du Sannoisien supérieur, quoique composés de calcaires très durs, mais peu épais, n'ont pas pu résister à l'érosion régressive. Face au Périgord crétacé, ils ont formé un front de côte très festonné, avec des promontoires presque détachés du plateau. En arrière, le Dropt les a rapidement crevés, et ses affluents conséquents, du Brayssou au ruisseau de Sainte-Eulalie-d'Eymet, sont montés à l'attaque du revers de la côte et l'ont aisément découpé en longues croupes, pour donner une « côte à revers démantelé » qui constitue aujourd'hui l'élément essentiel du relief dans le Bergeracois.

3° LES MOLLASSES ET LES CALCAIRES DU STAMPIEN (fig. 65).

Le Stampien est représenté, au Sud-Ouest du Périgord, par les mollasses de l'Agenais, dans lesquelles s'intercale un banc calcaire très dur, de 7 à 8 mètres d'épaisseur, et désigné sous le nom de calcaire de Monbazillac. Ces formations sont contemporaines du calcaire à astéries du Bordelais et des sables de Fontainebleau dans le Bassin Parisien. Beaucoup plus profondément démantelées que les calcaires et les mollasses du Sannoisien, elles n'existent plus qu'à l'état de plaques isolées, à l'Est, de Nojals à Monpazier, au centre, autour de Boisse et de Bardou, et à l'Ouest, en longues croupes vers Saint-Capraise-d'Eymet, Singleyrac, Puyguilhem et Monbazillac.

Le contact si intime entre les deux faciès du Stampien dans le Bergeracois ne permet pas de distinguer les reliefs dus à la mollasse de ceux qui proviennent des calcaires; il convient au contraire d'étudier en un seul tout l'ensemble des buttes et des croupes que ces deux horizons dessinent au-dessus des plates-formes du Sannoisien. Dans ces conditions, on peut les diviser en plusieurs paysages morphologiques et distinguer, de l'Est à l'Ouest, trois groupes de hauteurs aux formes nettement différentes les unes des autres (carte X).

a) *La côte et les escarpements de l'Est* [8].

A l'Est du Bergeracois, entre Monpazier et Labouquerie, les mollasses de l'Agenais et les calcaires de Monbazillac constituent le troisième gradin de la côte tertiaire qui borde au Sud-Ouest la vallée de la Couze (fig. 65). Ils débutent autour de Monpazier par une surface structurale calcaire reposant sur les sables sidérolithiques, mais de si faible épaisseur qu'ils se terminent en biseau sur le Périgord crétacé. Au contraire, le long de la route de Monpazier à Beaumont, au-dessus des villages de Lolme et de Labouquerie, les mollasses stampiennes forment des pentes douces, interrompues par des escarpements de calcaire de Monbazillac. Les affluents obsequents de la Couze mordent le pied de ces abrupts avant de découper en croupes allongées le calcaire de Castillon, situé à 30 ou 35 mètres plus bas.

Mais le revers de cette côte est encore plus démantelé que celui du Sannoisien supérieur. Autour de Saint-Cassien et de Tourliac, le calcaire de Monbazillac détermine de petits plateaux secs, inclinés vers le Sud-Ouest, surfaces structurales qui se terminent par des à-pics au-dessus des vallées du Brayssou et des ruisseaux descendus des hauteurs de Rampicux. La plate-forme, sculptée dans les horizons les plus durs du Stampien, n'a pas mieux tenu à l'attaque des cours d'eau conséquents que celle du calcaire de Castillon. Ici encore, mais à un étage plus haut, nous trouvons un exemple typique de « côte à revers démantelé ».

b) *Les buttes-témoins du Centre* (fig. 65 et carte X).

Au lieu de constituer, comme le Sannoisien supérieur, une ligne de côte continue de Lolme et de la vallée du Dropt à la vallée de la Dordo-

gne, le Stampien a été découpé en son centre par les vallées de la Conne, de la Banège et de la Bournègue; de Labouquerie à Saint-Perdoux, il est réduit à une série de buttes-témoins qui donnent un curieux cachet d'originalité aux « tertres blancs » d'Issigeac. Un premier groupe de buttes entoure le village de Nojals; celles qui ne sont constituées que de mollasses, à l'Est et à l'Ouest, ont des formes lourdes aux lignes surbaissées. Mais la grande butte du Nord, qui porte le moulin à vent de Viadel, ayant gardé un chapeau de calcaire, se maintient fièrement à 185 mètres d'altitude, dominant de 30 mètres les plateaux du calcaire de Castillon.

Les énormes buttes de Bardou et de Boisse ont plus d'intérêt dans le paysage morphologique, non seulement à cause de leur masse, mais parce que leur structure est plus complexe; on relève en effet sur leurs versants deux ruptures de pente, dues à la présence dans les mollasses de deux bancs calcaires nettement séparés l'un de l'autre par un horizon tendre de sables et de graviers. Les hauteurs de Boisse et de Bardou sont donc des buttes-témoins à deux gradins; aussi leur altitude atteint-elle 209 mètres, dominant de 60 mètres les surfaces structurales du plateau de Larocal. Les deux moulins de Boisse commandent un immense horizon, des rives de la Garonne à celles de la Vézère et de l'Isle.

La butte de Monmarvès est plus simple; coiffée de mollasse, elle est consolidée par un seul banc de calcaire de Monbazillac, qui crée comme un balcon au-dessus d'Issigeac et où s'accroche une série de fermes et de hameaux. Encore plus élémentaires sont les hauteurs de Montaut-d'Issigeac, réduites à un chapeau de roche dure et à des pentes douces dans les terrains tendres; mais elles ne manquent pas d'allure et donnent du caractère à un relief qui, sans elles, serait fort monotone avec ses surfaces structurales déterminées par des plaques de calcaire sannoisien.

c) Les côtes et les croupes de l'Ouest.

A l'Ouest de Monsaguel, la côte du calcaire de Monbazillac reparait, et se poursuit cette fois sans interruption jusqu'au Sud de Saint-Laurent-des-Vignes. Elle constitue le troisième gradin structural au-dessus de la Conne et le second au-dessus de la vallée de la Dordogne, puisqu'ici manque le calcaire ludien de Saint-Cernin. En réalité même, c'est le calcaire de Monbazillac qui donne, presque seul, à la célèbre côte son relief vigoureux au-dessus de la grande vallée périgourdine, car si le calcaire ludien fait défaut, le calcaire de Castillon, par suite d'une variation latérale de faciès, est ici fortement argileux et ne dessine qu'une faible rupture de pente. Au contraire, les bancs de roche dure du Stampien couronnent de leurs pentes vives les molles croupes couvertes de vignes et constituent, entre Colombiers, Monbazillac et Rouffignac, un plateau structural qui s'abaisse lentement, du Nord-Est vers le Sud-Ouest, de 170 à 140 mètres d'altitude en 5 ou 6 kilomètres.

C'est donc une amorce de revers de côte; mais ce relief monoclinale ne tarde pas à disparaître au-dessus de la vallée de la Gardonnette, qui l'a très largement démantelé. Il faut aller à Singleyrac et à Saint-Capraise-d'Eymet pour retrouver les mollasses et les calcaires du Stampien. Là, ces terrains dessinent de longues croupes, qui prennent parfois l'allure

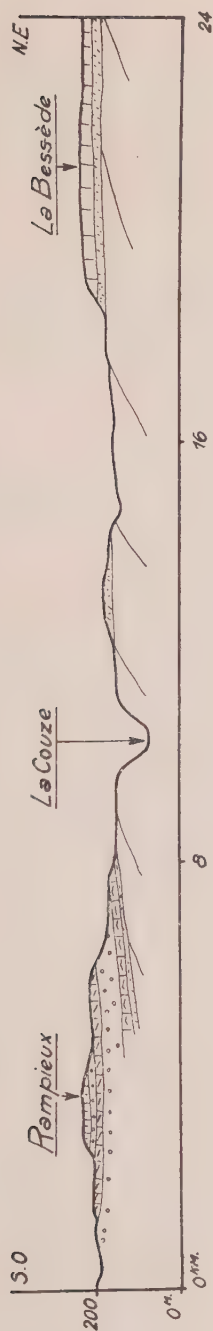


Fig. 65. — LES CÔTES DE CALCAIRE OLIGOCÈNE A RAMPIEUX.

de down à l'Ouest de Singleyrac quand la mollasse se charge de carbonate de chaux. Vers Monbas, le relief se complique de nouveau, pour donner des pentes à double rupture de pente, à cause de la réapparition, comme dans les buttes de Boisse, de deux bancs de roche dure. Dans les collines de Puyguilhem, où le Stampien retrouve de sa puissance, les mollasses atteignent 60 mètres d'épaisseur, les calcaires de Monbazillac ne déterminent plus qu'un abrupt, mais plus vigoureusement marqué que les deux ruptures de pente de Monbas, et les mollasses se sont conservées jusqu'à 170 mètres d'altitude sans la protection d'une couverture de roche dure.

Au delà de Puyguilhem, l'épaisse couche des mollasses de l'Agenais ne tarde pas à disparaître en grande partie, par passage latéral au calcaire à astéries; le calcaire de Monbazillac s'efface également au pied de la butte de Loubès-Bernac. De nouveaux paysages, constitués par de petits causses, se substituent aux collines du Bergeracois; c'est l'Entre-deux-Mers qui commence. Il est donc naturel de fixer la limite morphologique du Périgord à la région de Puyguilhem-Loubès-Bernac, comme dans le passé prêtres et seigneurs y fixèrent la limite des diocèses de Périgueux et de Sarlat et de la sénéchaussée de Bergerac.

4° LES BUTTES DU CALCAIRE AQUITANIEN.

Il ne manque plus à la description des paysages topographiques du Bergeracois que celle de deux ou trois buttes couronnées par le calcaire blanc de l'Agenais, d'âge aquitaniens. Si les horizons du Stampien sont beaucoup plus réduits que ceux du Sannoisien, que dire de ceux de l'Aquitaniens, limités à deux ou trois buttes à l'Est du Bergeracois et à autant de croupes à l'Ouest de la région? On peut même se demander si les calcaires aquitaniens, situés ici à l'extrême limite septentrionale des formations lacustres qui leur donnèrent naissance, constituèrent jamais un banc continu. Certes, leur faible épaisseur (9 mètres à Thénac) et le caractère très friable des mollasses argilo-sableuses de l'Agenais qui les supportent, expliqueraient leur rapide destruction par l'érosion. Mais il aurait pu s'en conserver des traces plus nombreuses sur des sommets dont l'altitude est sensiblement la même que celle des buttes de Puyguilhem (177 mètres) et de Rampieux (230 mètres); sur les buttes de Boisse, par exemple, à 209 mètres d'altitude, ou à Singleyrac, avec 181 mètres. Si, sur ces hauteurs, n'existe pas de banc de calcaire aquitaniens, c'est que probablement il n'y en a jamais eu. On peut donc envisager le lac aquitaniens, où se formèrent les calcaires blancs de l'Agenais, comme précédé d'une série de lacs plus petits en bordure du Périgord, et c'est dans ces lacs que se déposèrent les sédiments qui couronnent aujourd'hui les hauteurs de Rampieux et de Puyguilhem. Il n'est pas nécessaire d'évoquer la formation et la destruction complète d'une côte de calcaire aquitaniens semblable à celle du calcaire de Castillon pour rendre compte de la réalité des faits. Quelques plaques isolées de dépôts lacustres suffisent à expliquer la présence, dans le Bergeracois, de cet horizon oligo-miocène qui joue un si grand rôle dans la morphologie du Bassin Aquitain.

Photo XXXVIII.

PAYSAGE DANS LA DOUBLE,
PRÈS D'ECHOURNAC.



Photo XXXIX.

BUTTE DE CALCAIRE
DE SAINT-CERNIN,
PRÈS DE BEAUMONT.

La butte, qui forme une
corniche à gauche, repose
sur les argiles et les sables
du sidérolithique, épais de
20 mètres.



Photo XL.

ESCARPEMENTS
DE
CALCAIRE DE SAINT-CERNIN
DANS LA VALLÉE
DE LA GARDONNETTE.

Les calcaires de Saint-Cernin dominent les mollasses ludiennes sur lesquelles coule la Gardonnette.





Photo XLI.

ESCARPEMENTS
DE
CALCAIRE DE SAINT-CERNIN
A CONNE-DE-LABARDE.

Les pentes sont découpées dans les mollasses du Ludien et sont couvertes de prés; la corniche est jalonnée de sources, soulignée de peupliers et couverte de broussailles; c'est la « cantéro » des coteaux gascons.

Photo XLII.

BUTTE DE CALCAIRE
DE MONBAZILLAC.
A MONBAZILLAC.

La butte qui ferme l'horizon repose sur les mollasses du Stampien; les calcaires de Castillon, partiellement gagnés par le faciès mollassique, ne déterminent pas de rupture de pente sur le versant Nord de la côte de Monbazillac.



Photo XLIII.

BUTTE
DE CALCAIRE AQUITANEN
A PUYGUILHEM.



De la transgression aquitanienne très localisée des alentours de Rampieux, il subsiste quatre buttes qui couronnent la série des gradins de côte dressés face au Nord-Est. Elles dominent de 30 mètres les abrupts déterminés par les calcaires de Monbazillac, et de 60 à 70 mètres ceux du calcaire de Castillon et du calcaire de Saint-Cernin, ces deux faciès se confondant ici par suite de l'absence des mollasses du Fronsadais. Si les deux buttes de Rampieux et de Gleyzedal ne sont que de médiocres pitons de 220 mètres d'altitude, celles du moulin de la Tuilière et celle du Mayne del Rey, à 235 mètres d'altitude, constituent de petits plateaux digités qui annoncent les « serres » de l'Agenais et du Quercy. De leur sommet on domine de vastes horizons vers Biron, Boisse, la forêt de Liorac, le Donon près du Bugue, et, à l'Est, vers les hauteurs boisées du Sarladais.

A l'Ouest du Bergeracois, d'une autre avancée septentrionale du lac aquitanien, il subsiste les plaques calcaires de Thénac, de Soumensac et de Loubès-Bernac, entourées de quelques buttes comme celles de Théobon, au Nord de Loubès, de Puyguilhem (photo XLIII), au Sud de Thénac, et des moulins de Monbas, à l'Est de ce dernier village. Ici, l'altitude du calcaire blanc de l'Agenais a diminué; de 235 mètres à l'Est du Bergeracois, l'altitude tombe à 170 mètres, par suite du pendage général des couches géologiques vers l'Ouest et le Sud-Ouest. Cette inclinaison se manifeste d'ailleurs sur de courtes distances, les hauteurs de Thénac ayant une dizaine de mètres de plus que celles de Loubès-Bernac. De sorte que ces plateaux allongés, qui limitent le Périgord au Sud-Ouest, offrent des lignes dissymétriques, comme une esquisse de relief monoclinale dont le front serait orienté vers l'Est et le revers vers l'Ouest. Mais le revers est infiniment réduit, et la faible résistance des mollasses de l'Agenais sous-jacentes a favorisé, malgré la très grande dureté des calcaires caverneux de l'Aquitainien, le démantèlement des buttes et des plateaux. Aussi, actuellement, ces reliefs résiduels sont-ils réduits à une longue « serre » de Soumensac à Loubès, à un plateau allongé sur 3 kilomètres, du Nord au Sud de Thénac, et à trois ou quatre buttes ou pitons. Néanmoins, au milieu des faibles ondulations des mollasses stampiennes, ces hauteurs du Bergeracois occidental ont fière allure et constituent au Périgord de pittoresques bornes-frontières.

Ainsi se termine, par des sortes de « hauts lieux », où les moulins, les chapelles et les tumulus ont toujours attiré les hommes, ce relief, si original en Périgord, du Bergeracois tertiaire. Comme par une série de gradins, constitués par les pentes douces des mollasses et les abrupts des calcaires lacustres, on s'élève des rives de la Dordogne et du Dropt sur les croupes de Rampieux, de Singleyrac et de Soumensac. L'érosion normale a découpé, d'une manière en apparence capricieuse, mais en réalité soumise à la tectonique et à la structure, les plaques de calcaire, déblayant rapidement les mollasses et contraignant les bancs les plus durs à reculer, en formant des escarpements blanchâtres. De sorte que, si, à cause de sa faible altitude, le calcaire de Saint-Cernin est à peine coupé par les étroites vallées de la Conne et de la Gardonnette, le calcaire de Castillon, plus élevé, forme une côte au revers très démantelé, et le calcaire

de Monbazillac est réduit à d'étroites croupes au sommet des collines. Quant au calcaire blanc de l'Agenais, il ne couronne que de rares sommets, auxquels il confère d'ailleurs une belle vigueur. Ainsi s'introduit dans le relief périgourdin une morphologie délicatement ciselée, aux accidents minuscules, mais en relation étroite avec la structure, début des paysages topographiques du Bassin Aquitain central et méridional.

Cette topographie si nuancée est toute récente. Comme on l'a montré dans la première partie de cet ouvrage, la surface d'érosion mio-pliocène passe au-dessus des sommets les plus élevés de la région; sur les collines qui dominent le confluent du Lot et de la Garonne, on trouve des dépôts superficiels constitués par des sables et des galets qui appartiennent au début du Pliocène et qui représentent les restes de la nappe de remblaiement qui recouvrit le dernier niveau d'érosion tertiaire. C'est donc depuis cette époque, relativement récente, que ce sont sculptés les reliefs monoclinaux du Bergeracois; les plus élevés appartiennent à la fin du Pliocène, comme les buttes de Loubès-Bernac, de Puyguilhem et de Boisse; les autres datent des diverses reprises d'érosion quaternaires; on pourrait, à leur sujet, parler de « *morphologie infantile* ». Il est, en tout cas, très curieux et très suggestif de voir se dessiner entre la Dordogne et le Dropt, à une échelle réduite, mais avec une très grande netteté, toutes les formes topographiques que l'on a coutume d'envisager à une plus grande échelle, soit au centre du Bassin Parisien, soit au pied des Cévennes, dans les plateaux et les bassins du Languedoc.

*
* *

CONCLUSION GÉNÉRALE SUR LE RELIEF PÉRIGOURDIN

Si l'on essaie finalement de dégager de l'analyse du relief structural et du relief cyclique du Périgord des impressions d'ensemble, deux traits essentiels dominent le paysage topographique : le passage graduel des formes cycliques aux formes structurales; l'importance du réseau des vallées.

1° Passage graduel, entre le Limousin et le Bergeracois, d'un relief cyclique à un relief structural.

En effet, si, dans le Périgord septentrional, on a pu relever çà et là quelques influences structurales, dues à la différence de constitution géologique entre les schistes cristallins, les gneiss et les granites, et à la disposition rubannée des terrains par suite des anciens plissements, de sorte qu'un relief appalachien est en train de s'esquisser sur les plateaux de Dussac et de Lanouaille, il n'en demeure pas moins que les surfaces quasi horizontales, qui nivellent les plateaux et les replats étagés aux flancs des vallées, appartiennent à un relief cyclique. De multiples surfaces d'érosion ont été découpées, aplanies, fossilisées, puis exhumées sur les granites de Nontron, les gneiss de Jumilhac et les schistes sériciteux de Dussac. Les plus anciennes, antérieures au Permo-carboniférien, ne

jouent qu'un rôle insignifiant dans le relief actuel; les plus récentes, datant de l'Eocène, de l'Oligocène et du Miocène, ont une importance capitale; la plupart des lignes qui forment l'horizon autour de Piégut-Pluviers ou de Jumilhac appartiennent aux niveaux d'érosion tertiaires. Entre les pénéplaines primaires en ruine et les pénéplaines tertiaires bien conservées, s'intercalent au moins deux surfaces cycliques, l'une préliasique, l'autre précénomaniennne, dont le rôle n'est pas négligeable sur la bordure méridionale du Limousin et surtout à l'intérieur même du Massif Central, dans la Montagne limousine constituée par les plateaux de Gentioux, de Millevaches et d'Ussel.

Par contre, dans le Périgord méridional, dans la Double, le Landais et le Bergeracois, les niveaux d'érosion tertiaires, déformés et fossilisés par suite de phénomènes de subsidence et de remblaiement, ont disparu dans les profondeurs du sol, sauf le niveau mio-pliocène qui affleure à peine sur les plus hautes collines, avec ses dépôts de sable et de graviers brisés, aux teintes claires et aux angles peu émoussés. A plus forte raison ne saurait-il être question de pénéplaines secondaires et primaires, enfouies, fossilisées sous toute l'épaisseur des sédiments tertiaires et même secondaires. En revanche, la très grande variété des faciès, les différences si nettes entre les mollasses et les calcaires à l'égard de l'érosion, ont permis la création d'un relief structural particulièrement bien développé. Chaque roche intervient pour dessiner, selon sa nature, une pente douce ou vive, un à-pic ou un replat, une plate-forme ou une côte précédée de ses buttes-témoins. Pour le géologue et le morphologue, le Bergeracois est un véritable recueil de formes directement dérivées de la nature des terrains, où l'esprit saisit rapidement et aisément le pourquoi des divers accidents du relief.

Entre le Périgord septentrional pénéplané et le Périgord méridional finement disséqué, s'interpose le Périgord central avec ses calcaires jurassiques et crétacés où jouent à la fois, et presque à égalité, les influences cycliques et les influences structurales.

Les surfaces d'érosion secondaires préliasiques et pré-cénomaniennes n'ont qu'un rôle assez effacé, mais les niveaux d'érosion tertiaires s'enchevêtrent à un point tel qu'il serait souvent difficile de les distinguer les uns des autres si les dépôts qui les recouvrent ne permettaient pas d'opérer la séparation. Quoi qu'il en soit de ces distinctions, il n'en demeure pas moins que les surfaces d'érosion s'imposent dans le paysage morphologique du Périgord central, qu'elles appartiennent au début ou à la fin du Tertiaire. Elles nivellent les sommets des collines; elles s'inscrivent sur les pentes et dans les interfluves par de larges replats qui prennent figure de plateaux.

Au-dessous de ces reliefs cycliques tertiaires, s'en inscrivent d'autres dans les vallées, sous forme de terrasses étagées. Une série d'épicycles, déclenchés de l'aval par des abaissements du niveau de base, ou de l'amont par des soulèvements du socle continental, ont mordu depuis la fin du Pliocène dans les calcaires crétacés et jurassiques, pour y découper les auges fluviales où coulent la Dronne, l'Isle, la Vézère et la Dordogne. On a pu distinguer deux hautes terrasses et deux basses terrasses, ces deux

dernières nettement datées par les silex taillés de l'Acheuléen et du Moustérien. Ce n'est qu'en aval de Bergerac que s'insinue faiblement en Périgord une esquisse de terrasse de remblaiement due à la transgression flandrienne. Toutes les autres sont des terrasses d'érosion, constituées, comme les niveaux d'érosion tertiaires, par un fond rocheux recouvert d'un mince dépôt d'alluvions apportées du Massif Central par les cours d'eau.

A ces surfaces horizontales, qui recourent indifféremment les terrains durs ou tendres de l'ère secondaire, s'opposent les reliefs variés, souvent âpres et chaotiques, dus aux influences structurales. Ces reliefs, liés à l'architecture du Périgord sédimentaire, s'ordonnent selon les ondulations sud-armoricaines, accidents hercyniens ayant rejoué sous les strates du Jurassique et du Crétacé. De sorte que l'on rencontre d'abord en bordure des terrains cristallins une esquisse de dépression périphérique dans les terrains tendres du Permien et du Lias, puis une série de côtes et de buttes-témoins du Lias calcaire et du Jurassique, avant d'atteindre les reliefs dissymétriques du Crétacé, qui se répartissent en côtes à front externe vers le Massif Central et côtes à front externe ou interne autour de dômes et de cuvettes tectoniques déterminées par l'interférence des accidents varisques et sud-armoricains (carte X).

Mais, outre ces reliefs monoclinaux, les calcaires du Jurassique et du Crétacé posent une série de problèmes d'érosion karstique résolus, soit par la théorie du soutirage d'une couche tendre sous une couche dure, soit par l'hypothèse d'une karstification en profondeur grâce à une nappe phréatique en cours de lent écoulement vers le Sud-Ouest. De même, les profils longitudinaux et transversaux des cours d'eau périgourdiens reflètent les variations de la structure, dans l'alternance de biefs et de rapides, de bassins et de défilés, de méandres et de sections rectilignes, ce qui a permis de résoudre par la négative le problème du passage des méandres divagants aux méandres encaissés.

En définitive, le relief du Périgord jurassique et crétacé est apparu comme l'esquisse, ou l'amorce, d'un relief jurassien ou appalachien, dont les traits particuliers, déjà assez nets, s'accroîtraient en fonction des ondulations des roches et des alternances de terrains tendres et de terrains durs, pour donner une morphologie analogue à celle des Préalpes ou des plateaux de Franche-Comté, si les niveaux de base locaux, constitués par les vallées, s'abaissaient d'une manière sensible.

Ainsi s'opère par le Périgord central la transition entre le relief cyclique du Périgord septentrional et le relief structural du Périgord méridional.

2° *Le réseau des vallées périgourdines.*

Un deuxième trait essentiel se dégage de l'analyse du relief périgourdin : c'est l'importance et le rôle des vallées. Sous l'influence de la tectonique et de la structure, le réseau hydrographique du Périgord a pris une allure assez complexe. Les cours d'eau conséquents primitifs, qui s'écoulaient selon le pendage des couches géologiques vers le Sud-Ouest, n'occupent plus la place la plus importante. Certes, la Vézère et certaines

sections de l'Isle et de la Dronne restent fidèles à cette orientation. Mais la Dordogne a dévié vers l'Ouest sous l'influence d'un mouvement de subsidence secondaire dans le Pays des Charentes, qui a partiellement contre-balancé celui du Bassin Aquitain central et du Bordelais. Ainsi, la Dordogne et quelques fragments du cours de l'Isle et de la Dronne se sont orientées vers l'Ouest, sectionnant les cours d'eau conséquents et les réduisant au rôle de simples affluents.

En s'enfonçant dans le substratum calcaire, ces cours d'eau principaux n'ont pas sensiblement modifié leur orientation initiale à la surface des niveaux d'érosion tertiaires. Leur cours a simplement pris des formes tourmentées : méandres encaissés, coudes brusques en amont ou dans la traversée des barres rocheuses que la tectonique plaçait sous leur lit. Mais des cours d'eau moins importants ont subi plus profondément la contrainte des roches dures, ondulées et disloquées, du Sud-Est au Nord-Ouest, par des accidents sud-armoricains; aussi s'est-il créé çà et là, en bordure du Limousin et dans les dômes ou brachyanticlinaux du Crétacé, des vallées subséquentes qui contribuent peu à peu, en s'enfonçant et en s'élargissant, à créer des reliefs inversés, comme dans les régions à plis lâches et à carapace calcaire dure sur horizons marneux plus tendres.

L'ensemble de ce réseau hydrographique, à trois directions principales, s'est ainsi encaissé dans le substratum cristallin au Nord-Est et dans les terrains sédimentaires au centre et au Sud. Tandis qu'il ne découpait dans le Périgord septentrional que d'étroites gorges, il déblayait largement ses vallées dans le centre et le Sud de la région. De larges coupures étaient ainsi pratiquées à travers les masses calcaires, marneuses et mollassiques des terrains secondaires et tertiaires. Ces coupures offrent aujourd'hui deux avantages pour le Périgord :

a) Ce sont d'abord de longues voies ouvertes à la circulation des eaux, des hommes et des marchandises entre le Massif Central et le Bordelais; routes, voies navigables, chemins de fer ont suivi ou précédé dans leur organisation les migrations humaines; le Périgord est devenu ainsi, en même temps qu'une région de transition, un pays de liaison entre les hautes terres froides de l'Auvergne et du Limousin et les plaines basses et chaudes de Libourne, de Bordeaux et de la côte océanique.

b) Mais, par leur dessin même, ces vallées périgourdines, qui ne sont pas exactement parallèles entre elles, se groupent en un faisceau dont le nœud est le centre de confluence de Périgueux. En ce point, la Dronne se rapproche de l'Isle et lui apporte le tribut des collines et des vallées du Périgord septentrional, qu'elle réunit par ses affluents et son cours supérieur autour de Brantôme et de Bourdeilles. L'Isle elle-même groupe vers le centre de la région les contrées de Jumilhac, de Lanouaille, d'Excideuil et d'Hautefort, d'où elle descend avec ses affluents, la Loue et l'Auvézère. De ce même point de convergence, elle tend vers le réseau de la Vézère et de la Dordogne ses tributaires du Sud : le Manoir, le Vern, la Crempse, qui, par des seuils peu élevés, atteignent les vallons de Manaurie et de Sainte-Alvère, d'où l'on gagne aisément le Sarladais et le Bergeracois. Par la vertu des influences tectoniques et structurales,

l'ensemble du Périgord est pris sous un réseau serré et bien groupé de vallées subordonnées les unes aux autres, unissant entre elles des pays aussi divers que les plateaux cristallins du Limousin méridional, les sables et les argiles de la Double et du Landais, les coteaux finement ciselés du Bergeracois et les innombrables collines calcaires du Périgord central. Il a pu se créer ainsi une région douée d'une forte unité physique, économique et humaine, un pays qui a traversé les siècles sans se morceler définitivement; de sorte que la vieille cité des Petrocorii, ou des « quatre clans », se survit de nos jours dans le département de la Dordogne, grâce à l'harmonieuse disposition d'une morphologie complexe, dominée par les lois de la tectonique hercynienne et l'influence de multiples reprises d'érosion.

BIBLIOGRAPHIE

A. — CARTES

I. *CARTES D'ÉTAT-MAJOR* au 1/80.000^e : topographiques et géologiques. (L'indication de l'édition ne concerne que la carte géologique).

1. Feuille n° 163 : Rochechouart, 1^{re} édition, 1901.
2. — n° 171 : Jonzac, 1^{re} édition, 1901.
3. — n° 172 : Périgueux, 2^e édition, 1938.
4. — n° 173 : Tulle, 1^{re} édition, 1896.
5. — n° 181 : Libourne, 1^{re} édition, 1906.
6. — n° 182 : Bergerac, 1^{re} édition, 1920.
7. — n° 183 : Brive, 2^e édition, 1911.
8. — n° 193 : Villeréal, 1^{re} édition, 1920.
9. — n° 194 : Gourdon, 2^e édition, 1948.
10. — n° 205 : Agen, 1^{re} édition, 1900.
11. — n° 206 : Cahors, 1^{re} édition, 1899.

II. *CARTES DIVERSES.*

12. Minutes au 1/40.000^e en courbes de niveau, de la carte d'État-major (quarts correspondant aux feuilles indiquées ci-dessus).
13. Carte muette oro-hydrographique au 1/200.000^e, en courbes de niveau, feuille n° 51, Limoges.
14. Carte muette oro-hydrographique au 1/200.000^e, en courbes de niveau, feuille n° 57, Bergerac.
15. G. Mouret et Marrot. Carte géologique de la Dordogne au 1/200.000^e, Paris 1882.
16. Atlas de France : Planche n° 9, morphologie, feuille S.O. Éditions géographiques de France, Paris.
17. Atlas de France : Planche n° 21, profils en long des cours d'eau. Éditions géographiques de France, Paris.

B. — OUVRAGES CONSULTÉS

18. R. ABRARD. — Géologie de la France. Payot, 1948.
19. A. ALLIX. — Antécédence et mobilisme structural en morphologie terrestre. *Les Études rhodaniennes*, XX, 1945, p. 236-244.
20. II. ALIMEN et P. DAVID. — Cryoturbations dans des couches archéologiques de la Charente et du Périgord. *C. R. de l'Académie des Sciences*, N° 23, 5 décembre 1949.

21. ARCHIAC. — Mémoire sur la formation crétacée du Sud-Ouest de la France. *Mém. Soc. géol. de France*, 1^{re} Série, II, 7, 1836.
22. ARNAUD. — Mémoire sur le terrain crétacé du Sud-Ouest de la France. *Mém. Soc. géol. de France*, 2^e série, X, 4, 1877.
23. — Profils géologiques de Siorac à Sarlat. *Bull. Soc. géol. de France*, 1883.
24. — Le Crétacé périgourdin. *Bull. Soc. géol. de France*, 1888.
25. L. AUFRÈRE. — L'interprétation morphologique des gisements fossilifères du Pliocène supérieur dans le Bassin de Paris. *Congrès international Géogr.* t. II, p. 480-493, Paris, 1931.
26. — La dyssymétrie du Bassin de Paris et les doctrines morphologiques. *Bull. Association géog. français*, N° 78, avril 1934.
27. — Bassin de Paris et Massif Central. *Épreuves et synthèses*, N° 2, janvier 1937.
28. G. BAECKEROOT. — Œsling et Gutland. *Thèse*. A. Colin, Paris, 1942.
29. R. BALLAND. — Vestiges de solifluction dans la région bordelaise. *C. R. Séances Soc. géol. de France*, 1942, p. 13-15.
30. O. BARRÉ. — L'architecture du sol de la France. A. Colin, Paris, 1903.
31. P. BARRIÈRE. — Les oppida des Petrucores. *Revue archéologique*, janvier 1933, p. 13-23.
32. H. BAULIG. — La Crau et la glaciation würmienne. *Annales de Géographie*, XXXVI, 1927, p. 499-508.
33. — Méthode d'analyse morphologique. *Annales de Géographie*, XXXVII, 1928, p. 297 et sq.
34. — Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne. *Thèse*. A. Colin, Paris, 1928.
35. — Morphologie et stratigraphie. *Bull. Association géog. français*, N° 82, novembre 1934.
36. — Le profil d'équilibre des versants. *Annales de Géographie*, XLIX, 1940, p. 81-97.
37. — Présentation d'une carte générale des anciennes surfaces d'aplanissement dans le Massif Central de la France. *C. R. Congrès internat. de Géogr.*, Varsovie, 1934, t. II, p. 447-451.
38. — Problèmes des terrasses. 6^e rapport de la commission pour l'étude des terrasses pliocènes et pléistocènes. *Union Géog. Internationale*, Louvain, 1948.
39. — Le problème des méandres. *Bull. Soc. belge d'études géographiques*, t. XVII, N° 2, 1948, p. 103-143.
40. J. BEAUJEU. — La surface post-hercynienne au N.-E. du Morvan. *Bull. Association Géogr. français*, N°s 167-168, janvier-février 1945.
41. E. BENOIT. — Puits artésien à Creysse-Mouleydier. *P.-V. de la Société Linn.*, Bordeaux, t. XXXVII, 1883, p. XLVII.
42. — Observations sur les sables du Périgord. *P.-V. de la Société Linn.*, Bordeaux, t. XLI, 1887, p. XXX.
43. F. M. BERGOUIGNOUX. — Notes manuscrites sur les terrasses de Saint-Laurent-des-Vignes.
44. — Les terrains sidérolithiques du Nord du Bassin d'Aquitaine. *Houille, Minerais, Pétrole*, 1947, N° 2, p. 47-51.
45. — Fractures et plissements du Haut-Quercy sur la feuille de Gourdon. *Bull. Services carte géol. de France*, t. XLIII, 1942, N° 210, 24 p.
46. — Sur quelques faciès sidérolithiques dans le Haut-Quercy. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, 1945, t. 80, p. 159-169.

47. L. BERTRAND. — Histoire géologique du sol français, t. I et II. Paris, Flammarion, 1945-1946.
48. J. BLACHE. — Des versants aux rivières. *Revue de Géog. alpine*, Grenoble, t. XXX, 1942, p. 1-50.
49. — Sur l'origine des méandres encaissés. *Bull. Association Géog. français*, N° 140-141, novembre-décembre 1941, p. 91-95.
50. S. BLANC. — La gravière Chadourne à Tayac. *Bull. Société préhist. de France*, 1935, p. 247.
51. J. BLAYAC. — Feuille de Libourne. *Bull. Services carte géol. de France*, t. XIII, N° 91, 1903, p. 74-77.
52. — Relations des sables des Landes avec les terrasses de la Garonne. *C. R. Acad. des Sciences*, t. 157, 1913, p. 1483-1485.
53. — Aperçu de la répartition des faciès et du synchronisme des terrains tertiaires du Bassin de l'Aquitaine au Nord de la Garonne et jusqu'à Castres. *Centenaire de la Société géologique de France*, Livre jubilaire, 1830-1930, Paris, 1930.
54. Y. BOISSE DE BLACK. — Le détroit de Rodez et ses bordures cristallines. *Bull. Services carte géol. de France*, N° 188, t. XXXVI, 1932-1933.
55. — Évolution d'un réseau hydrographique en rapport avec les glaciations du Cantal. *Bull. Soc. géol. de France*, 1935, p. 85-98.
56. M. BOULE. — Révision de la carte géologique du Cantal au 1/320.000^e. *Bull. Services carte géol. de France*, t. VII, 1895-1896, p. 50.
57. J. BOURCART. — La marge continentale, essai sur les transgressions et les régressions marines. *Bull. Soc. géol. de France*, 5^e Série, t. VIII, 1938, p. 373-374.
58. F. BOURDIER. — Essai de synthèse sur le Quaternaire du Sud-Ouest de la France. *Études locales de la Charente*, Nos 182-183-184.
59. — Les glaciations et la chronologie préhistorique. *Bull. Soc. préhist. de France*, Paris, octobre-décembre 1943.
60. M. BOURGON. — Étude sur le Quaternaire aux environs des Eyzies. *Congrès préhist. de France*, XI^e session, 1936.
61. — Contribution à l'étude du Quaternaire en Périgord Noir. *Bull. Soc. hist. et archéol. du Périgord*, 1937.
62. A. BRETTE. — *Les limites et les divisions territoriales de la France en 1789*. Paris, 1907.
63. A. BRIQUET. — Chronologie du Quaternaire de l'Europe Occidentale. *Bull. Soc. géol. de France*, 1936, 5^e série, t. VI, p. 403.
64. A. J. BULL. — Pleistocene Chronology. *P. Geologist's Ass.* London, LIII, 1942, p. 1-45.
65. A. CAILLEUX. — Le ruissellement en pays tempéré non montagneux. *Annales de Géogr.*, LVII, Avril-juin 1949, p. 97-112.
66. CAPITAN et PEYRONY. — L'humanité primitive dans la région des Eyzies, Paris, 1924.
67. G. CHABOT. — Les plateaux du Jura Central. *Thèse*, Strasbourg, 1927.
68. E. CHAPUT. — Deux types de nappes alluviales : terrasses monogéniques et terrasses polygéniques. *C. R. des séances de l'Acad. des Sciences*, 23 juin 1924, t. CLXII.
69. — L'origine des terrasses de la Garonne. *Bull. Soc. géol. de France*, 4^e série, t. XXIV, 1924, p. 449-461.

70. E. CHAPUT. — Recherches sur l'évolution des terrasses de l'Aquitaine. *Bull. Soc. hist. nat. de Toulouse*, t. LVI, 1927, p. 17-100.
71. — Recherches sur les terrasses alluviales de la Loire et de ses principaux affluents, Paris, 1917.
72. — Les terrasses marines des régions atlantiques françaises. *C. R. Congrès Internat. de Géogr.*, Cambridge, 1928.
73. — Présentation d'une carte d'ensemble au millionième des terrasses des grandes vallées françaises. *C. R. Congrès International de Géogr.*, Paris 1931, t. II, fasc. I, p. 480-492.
74. J. CÉSAR. — La guerre des Gaules, livre VII, chap. LXXV, trad. Maurice Rat. Garnier Frères, Paris, s. d.
75. A. CHOLLEY. — Recherches sur les surfaces d'érosion et la morphologie de la région parisienne. *Annales de Géogr.*, LII, 1943, janvier-septembre, pp. 1-19, 81-97 et 161-189.
76. A. CHOLLEY et H. FIRMIN. — La vallée et les méandres de la Basse-Seine. *Bull. Association Géogr. français*, N° 171-172, juin-juillet 1945.
77. R. CLOZIER. — Les côtes sur la bordure N.-E. du Bassin d'Aquitaine. *Bull. Association géogr. français*, N° 40, février 1930, p. 18.
78. — Inselberge et formes d'érosion tropicales. *Annales de Géogr.*, XLI, 1932, p. 219-220.
79. — Sidérolithique et latérite. *Ann. de Géogr.*, XLI, 1932, p. 219-220.
80. — C. R. de l'excursion de l'A. G. F. en 1932 dans les Ségalias et les Causses du Quercy. *Bull. Association géogr. français*, N° 61-62, 1933, p. 122.
81. — Les surfaces d'aplanissement des Causses du Quercy (Petits Causses). *C. R. Congrès international de Géogr.*, Paris, 1931, t. II, p. 461-468.
82. — Les terrains tertiaires du Bassin d'Aquitaine, d'après les travaux récents. *Annales de Géogr.*, XLI, 1932, p. 412-415.
83. — Les profils en long des cours d'eau français. *Annales de Géogr.*, XLVII, 1938, p. 449-462.
84. — Les Causses du Quercy. *Thèse*, J.-B. Baillièrre et fils, Paris, 1940.
85. H. COQUAND. — Description physique, géologique, minéralogique et paléontologique du département de la Charente, t. I et II. Besançon, 1858-1860.
86. P. A. CORNIL. — Note sur les terrasses alluviales de la vallée de la Dordogne aux environs de Sainte-Foy-la-Grande. *C. R. dans Bull. Soc. préhist. de France*, 1909, p. 100-108. *Congrès national Soc. françaises de Géogr.*, 28^e session, Bordeaux, 1907, p. 414-426.
87. C. A. COTTON. — Landscape, as developed by processes of normal erosion, 2^e éd., *Christchurch*, 1948.
88. L. CUISINIER. — Régions calcaires de l'Indochine. *Annales de Géogr.*, XXXVIII, mai 1929, p. 266-273.
89. J. CVIJCIC. — Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst. *Rec. Trav. Inst. Géogr. alpine*, 1918.
90. — Types morphologiques des terrains calcaires. *C. R. des séances de l'Acad. des Sciences*, 1925, t. CLXXX, p. 592, 757 et 1038.
91. F. DAGUIN. — Les rides et les accidents antielinaux du Centre de l'Aquitaine occidentale. *Bull. Services Carte géol. de la France*, t. XLIII, N° 207, 1941, 63 pages.
92. M. DALLONI. — Sur quelques gisements de silex taillés des vallées de la Dordogne et de la Vézère. *Bull. de l'Association française pour l'Avancement des Sciences*, 1908, p. 680.

93. R. DANIEL. — Abri du Petit Puyrousseau et sablière de la Croix-du-Duc à Périgueux. *Bull. Soc. préhist. France*, 1933, p. 396.
94. A. DAVID. — La Montagne Noire. Essai de monographie géographique. Carcassonne, 1924, in-8°, 226 p.
95. W. M. DAVIS. — La pénéplaine. *Annales de Géogr.*, VIII, 1899, p. 289 et 305.
96. — Meandering valleys and underfit rivers. *Annals Assoc. Amer. Geogr.*, III, 1913, p. 3-28.
97. J. DÉCHELETTE. — Manuel d'archéologie préhistorique, celtique et gallo-romaine. Paris, Picard, 5 vol., 1906-1934.
98. A. DEMANGEON. — Le relief du Limousin. *Annales de Géogr.*, XIX, 1910, p. 120-149.
99. A. DEMAY. — Sur l'âge du métamorphisme dans le Massif Central. *C. R. Acad. des Sciences*, 19 mai 1937, t. CCV, p. 1489-1491.
100. — Découverte de calcaire à entroques et de roches éruptives basiques dans les schistes métamorphiques de Génis (Dordogne). *C. R. Acad. des Sciences*, 23 mai 1938, t. CCVI, p. 1581-1582.
101. G. DENIZOT. — Sur la définition du niveau d'alluvions récentes et sur son emploi pour l'évaluation des altitudes relatives des terrasses. *C. R. Soc. géol. de France*, 1921, p. 113-115.
102. — Contribution à l'étude du Quaternaire en France. *Bull. Soc. géol. de France*, 1923.
103. — Les corrélations entre les niveaux du Quaternaire et les époques du Préhistorique français. *Bull. Soc. arch., scient. et litt. du Vendômois*, 1930.
104. — Observations sur la glaciation quaternaire et les terrasses de la région lyonnaise. *Bull. Soc. géol. de France*, 1933, p. 555-582.
105. — Cycle pliocène et surface topographique antéquaternaire sur le sol français. *Bull. Association géog. français*, N° 106, mai 1937, p. 82-91.
106. Ch. DEPÉRET. — Essai de coordination chronologique générale des temps quaternaires. *C. R. Acad. des Sciences*, 1918, t. CVII, p. 480-485.
107. Ch. DEPÉRET et E. CHAPUT. — Nouvelles observations sur les corrélations des terrasses fluviales et des industries paléolithiques. *C. R. Soc. géol. de France*, 1924, p. 65-66.
108. P. DEFFONTAINES. — Le « Pays au Bois » de Belvès. *Annales de Géogr.*, XXXIX, 1930, p. 147-158.
109. — Les pays de la Moyenne Garonne. *Thèse*, Paris, 1932.
110. L. DESSALLES. — Histoire du Périgord, t. I, Périgueux, R. Delage et D. Joucla, 1883.
111. R. DION. — Le Val de Loire. *Thèse*. Arthaud, Tours, 1931.
112. G. DOLLFUS. — Géologie de la vallée de la Vézère. *C. R. Acad. des Sciences*, 1924, t. CLXII, p. 64.
113. H. DOUVILLÉ. — Limite du Crétacé et de l'Éocène en Aquitaine. *Bull. Soc. géol. de France*, t. VI, 1906, p. 43.
114. — Les sables et les argiles granitiques : leur distribution et leurs origines. *Bull. Soc. géol. de France*, 5^e série, t. VI, 1936, p. 1-7.
115. J. DRESCH. — Pénéplaines africaines. *Annales de Géogr.*, LVI, avril-juin 1947, p. 125-137.
116. A. DUBLANGE. — Les alluvions quaternaires de la vallée de la Dordogne. *Bull. Soc. préhist. française*, 1910, p. 336.

117. H. ENJALBERT. — Le karst de La Rochefoucauld. *Annales de Géogr.*, LVI, 1947, p. 104-124.
118. A. FABRE. — Description géologique des terrains tertiaires du Médoc et essai sur la structure tectonique du département de la Gironde. *Thèse*, Paris, 1939.
119. — Les terrains de revêtement du Médoc. *Thèse*, Paris, 1939.
120. E. FALLOT. — Compte-rendu d'une excursion géologique à Sainte-Foy-la-Grande. *P.-V. Société Linn.*, Bordeaux, t. XLI, 1887, p. LIII.
121. — Remarques à propos d'une note de MM. Potier et Vasseur sur les sables du Périgord. *P. V. Société Linn.*, Bordeaux, t. XLII, 1888, p. XXXIX.
122. L. FARGUE. — Hydraulique fluviale. La forme du lit des rivières à fond mobile. Paris, 1908, in-8°, IV, 187 p.
123. F. FÉAUX. — Contribution à l'étude des terrains quaternaires : sablières de Rodas et ballastières du Monnard et des Jalots. *Bull. Soc. hist. et archéol. du Périgord*, 1899, p. 545.
124. P. FÉNELON. — La Bessède : étude d'une forêt périgourdine. *Bull. Soc. géogr. commerciale de Bordeaux*, 1931.
125. — Géographie humaine du Périgord préhistorique. *Congrès internat. de géogr. d'Amsterdam*, 1938.
126. — Un « Bray » périgourdin. *Bull. Association Géogr. français*, N°s 146-147, mai-juin 1942.
127. — Les « plaines » et les « pechs » du Sarladais. *Bull. de l'Association française pour l'Av. des Sciences*, Congrès de Paris, 1945.
128. E. FOURNIER. — Feuille de Gourdon. *C. R. Services Carte géol. de France*, 1910, N°s 61-69.
129. F. FOURNIER. — Les facteurs climatiques de l'érosion du sol. *Bull. Association géog. français*, N° 203, 1949, p. 97-103.
130. GALLIA CHRISTIANA, T. II. Carte des diocèses de Sarlat et de Périgueux. Bibliothèque nationale, N° 519.
131. P. GEORGE. — Rôle dans la topographie actuelle des formations nivales fossiles. *Annales de Géogr.*, XLIII, 1934, p. 74-80.
132. B. GÈZE. — Observations sur la tectonique de la bordure orientale de l'Aquitaine. *C. R. Soc. géol. de France*, Paris 1944, N° 1, 10 janvier 1944, p. 11-13.
133. B. GÈZE. — Étude hydrogéologique de la bordure Sud-Ouest du Massif Central. *Annales Institut National agronomique*, XXIX, 1937, 80 pages.
134. M. GIGNOUX. — Géologie stratigraphique, 3^e édition. Masson et C^{ie}, Paris, 1943.
135. P. A. GILLARD. — Sur les formations tertiaires continentales de la région W. du détroit de Poitiers. *Bull. Services Carte géol. de la France*, t. XLIV, 1943, N° 212, p. 179-197.
136. L. GLANGEAUD. — Sur les dépôts marins du Flandrien dans l'estuaire de la Gironde. *P.-V. Soc. Linn.*, Bordeaux, t. LXXXVII, 1935.
137. L. GLANGEAUD et R. SAUGNAC. — Observation sur la géologie et la tectonique de la région d'Arcachon. *P.-V. Soc. Linn.*, Bordeaux, t. LXXXVII, 1935.
138. Ph. GLANGEAUD. — Sur le Jurassique de la Charente et de la Dordogne. *Bull. de l'Association française pour l'Avancement des Sciences*, Besançon, 1893, p. 36.

139. Ph. GLANGEAUD. — Le Jurassique à l'Ouest du Plateau Central. *Bull. Services Carte géol. de la France*, t. VIII, 1896-1897, p. 1-261.
140. — Le Massif Central de la France. Clermont-Ferrand, 1919.
141. — Le Lias et le Jurassique moyen en bordure à l'Ouest du Plateau Central. *Bull. Soc. géol. de France*, 3^e série, XXIII, 1895, p. 10-43.
142. — Quelques mots sur les faciès et la tectonique du Crétacé des environs de Périgueux. *Bull. Soc. géol. de France*, 3^e série, XXV, 1898, p. 895.
143. — Sur les traces laissées dans le Massif Central par les invasions glaciaires du Pliocène et du Quaternaire. *C. R. Acad. des Sciences*, t. CLXXI, 1920.
144. — Sur un plissement remarquable à l'Ouest du Massif Central. *Bull. Services Carte géol. de la France*, 1897-1898, Nos 61-69.
145. — Les terrains secondaires de l'Aquitaine. *Extrait du Livret-Guide* publié par le Comité d'organisation du VIII^e Congrès géologique international, Paris, 1900.
146. — Feuille de Périgueux. *C. R. des collaborateurs du Bull. Services Cart. Géol. de France*, t. IX, 1897-1898.
147. — Étude sur les plissements du Crétacé du Bassin de l'Aquitaine. *Bull. Services Cart. Géol. de France*, Nos 70-78, 1899-1900, p. 1-48.
148. — Les faciès de l'Oligocène aux environs de Bergerac et à travers l'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. de France*, 1909, t. IX, p. 434-441.
149. — Les collines enregistreuses du Massif Central : la colline archéo-granitique, houillère, oligocène, phonolithique, glacière et alluviale de Bort (Corrèze). *C. R. Acad. des Sciences*, CLXV, 2^e série, 1917, p. 1005-1009.
150. — Essai de synthèse sur les anciens glaciers du Massif Central. *Bull. Soc. géol. de France*, t. XXI, 1893, 3^e série.
151. DE GROSSOUVRE. — Observations sur l'origine du terrain sidérolithique. *Bull. Soc. Géol. de France*, t. XVI, 1888, 3^e série.
152. — Recherches sur la Craie supérieure. *Mém. Services Carte géol. France*, 2 vol. Paris, 1898-1901.
153. — Observations sur la limite du Crétacé et de l'Éocène dans le Bassin d'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. France*, t. VI, 1906, 4^e série.
154. A. DE GOURGUES. — Dictionnaire topographique de la Dordogne. Paris, Imprimerie Nationale, 1873.
155. A. GUILCHER. — La surface post-hercynienne dans l'Europe occidentale. *Annales de Géog.*, LVII, 1948, p. 21-39.
156. G. GUILLAUMIE. — Contribution à l'étude du glossaire périgourdin. A. Picard, Paris, 1927.
157. Y. GUILLIEN. — Les sablières d'Angoulême : étude de morphologie et de chronologie quaternaires. *Bull. Soc. hist. et arch. de la Charente*, 1938.
158. — Les sablières de Jarnac. *Bull. Soc. hist. et arch. de la Charente*, 1940.
159. — Le paléolithique charentais : essai de paléogéographie. *Bull. Soc. pré-hist. française*, t. XL, janvier-mars 1943.
160. — La terrasse moustérienne de la Charente. *Bull. Association Géog. de France*, Nos 149-150, Novembre-décembre 1942, p. 131.
161. — Pour la chronologie de la période froide : les données charentaises. *Session extraord. des Soc. belges de géologie*, 19-26 septembre 1946. Bruxelles 1947, p. 347-361.
162. — A propos de la notion de niveau de base. *Bull. Soc. Géol. de France* (5). XVIII, 1948, p. 209-214.

163. Y. GUILLIEN et A. VATAN. — Le remblaiement pliocène de la Basse Tardoire. *La Revue scientifique*, 85^e Année, Nos 3284-3285, p. 1051-1060.
164. N. HARLÉ. — Note sur le niveau géologique des calcaires crétacés de Sarlat. *Bull. Soc. Géol. de France*, 2^e série, t. XX, 1862-1863, p. 120.
165. — Note sur la formation jurassique et la position des dépôts manganésifères dans la Dordogne. *Bull. Soc. Géol. de France*, 2^e série, t. XXII, 1865.
166. E. HAUG. — *Traité de géologie*, 3 vol. A. Colin, Paris, 1908-1911.
167. C. JACOB et J. JUNG. — Note sur les formations glaciaires et fluvio-glaciaires de la région de Bort-les-Orgues. *Revue Scientifique d'Auvergne*, Clermont-Ferrand, XI, 1945, p. 23-37.
168. O. JESSEN. — Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. *Zeitschr. des Gesell. für Erdkunde zu Berlin*, 1938, p. 36-49.
169. C. JULLIAN. — *Histoire de la Gaule*, t. II, p. 15 et sq. Hachette, 1920.
170. J. JUNG et M. ROQUE. — Pétrographie des terrains cristallophylliens du Bas-Limousin. *C. R. Acad. des Sciences*, t. CCIII, 25 février 1935.
171. — Les schistes cristallins du Massif Central. *Bull. Services de la Carte Géol. de France*, t. XXXIX, 1938, p. 121-148.
172. F. KRANT et A. VATAN. — Sur l'origine argileuse des dépôts des environs de Confolens (Charente) attribués au sidérolithique. *C. R. Acad. des Sciences*, t. CCVI, 7 février 1938, p. 443-445.
173. A. D. LACAÏLLE. — Contribution à l'étude du paléolithique inférieur du Périgord. *Bull. Soc. préhist. française*, 1935, p. 278-287.
174. — Les ballastières de la vallée de l'Isle. *Bull. Soc. préhist. française*, 1935.
175. L. DE LAMOTHE. — Étude comparée des systèmes de terrasses des vallées de l'Isère, de la Moselle, du Rhin et du Rhône. *Bull. Soc. Géol. de France*, 4^e série, t. I, 1901, p. 297-384.
176. M. A. LEFÈVRE. — La Basse-Meuse. Étude de morphologie fluviale. *Bull. Soc. belge d'Études Géogr.*, t. IV, N° 2, décembre 1934, p. 163.
177. G. LIVET. — La Double. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, t. XIII, 1942, p. 170.
178. A. LONGNON. — *Géographie de la Gaule au VI^e siècle*. Paris, 1878.
179. A. LURBE. — Les régions naturelles du Périgord, dans l'Agriculture de la Dordogne. *Annales de l'Office agricole régional du Sud-Ouest*, fasc. 19, Bordeaux 1932.
180. P. MACAR. — Principes de géomorphologie normale. Étude des formes du terrain des régions à climat humide. Liège, 1946.
181. — Pénéplaines et formes connexes du relief. *Annales Soc. géol. de Belgique*, LXXII, 1949, p. 259-277.
182. Em. DE MARTONNE. — *Traité de géographie physique*. t. II : Le relief du sol. A. Colin, 7^e édition, 1947.
183. — Les « vaulesses » de méandre. *Bull. Association Géogr. français*, N° 26, octobre 1928, p. 65.
184. — L'hydrographie du Karst, d'après O. Lehmann. *Annales de Géogr.*, t. XLII, 1933.
185. — Rapport sur les travaux de la Commission pour la cartographie des surfaces d'aplanissement. *Union Géographique Internationale*, Paris, 1938.
186. — Problèmes morphologiques du Brésil tropical atlantique. *Annales de Géogr.*, t. XLIX, 1940.
187. — *Géographie physique de la France*. A. Colin 1942, chap. XI, p. 243-254.

188. L. MENGAUD. — Sur quelques sondages profonds dans le Bassin d'Aquitaine. *Bull. Soc. hist. nat. de Toulouse*, t. XIV, 1926.
189. A. MEYNIER. — Le Bas-Pays de Brive. *Annales de Géogr.*, t. XXXII, 1923, p. 173-176.
190. — Les anciens glaciers du Massif du Cantal. *Thèse complémentaire*, Aurillac, 1931.
191. — Ségalas, Levézou, Châtaigneraie. *Thèse*. Éditions U. S. H. A. Aurillac, 1931.
192. — Les surfaces d'érosion tertiaires de la Cère au Tarn. *C. R. Congrès Internat. de Géogr.*, Paris, 1931, t. II, 1^{re} partie, p. 445.
193. — Carte de la surface d'érosion éogène dans le Sud-Ouest du Massif Central de la France. *C. R. Congrès Internat. de Géogr.*, Varsovie, 1934, t. II, p. 451-456.
194. — Plates-formes d'érosion dans les pays hercyniens de l'Europe de l'Ouest. *Annales de Géogr.*, t. LI, 1942, p. 67.
195. E. A. MARTEL. — La France ignorée., t. II. Delagrave, in-4^o, 1930.
196. G. MOURET. — Bassin houiller et permien de Brive. Fasc. I : stratigraphie. *Minist. Trav. publics*. Imp. Nationale. Paris 1881.
197. — Aperçu sur la géologie de la partie Sud-Ouest du plateau central de la France. *Bull. Services Carte géol. de France*, N^o 72, t. XI, 1899-1900, p. 14-55.
198. — Esquisse géologique des environs de Brive. Brive, M. Roche, 1880, in-8^o, 165 p.
199. — Note sur le terrain oolithique du Sud-Ouest de la France. *Journal d'Histoire Nationale de Bordeaux*, 1887.
200. — C. R. de l'excursion du 16 septembre 1887 aux usines de Simeyrols et à Borrèze. *Bull. Soc. Géol. de France*, 3^e série, t. XV, p. 875-916.
201. — Note sur Frayssinet-le-Gélat. *Bull. Soc. Géol. de France*, 4^e série, t. III, 1903, p. 99-102.
202. — Feuille de Périgueux. *Bull. Services Carte géol. de France*, 1898.
203. — Feuille de Tulle. *Bull. Services Carte géol. de France*, 1895-1896.
204. — Feuille de Brive. *Bull. Services Carte géol. de France*, 1890.
205. R. MUSSET. — Sur l'évolution des méandres encaissés. *Annales de Géogr.*, t. XXXVII, 1928.
206. H. OMONT. — Description de la province et sénéchaussée du Périgord. *Catalogue des Manuscrits français de la Bibliothèque Nationale*. Fonds français, Vol. 16.653, fol. 362.
207. L. PAPY. — La côte atlantique de la Loire à la Gironde, *Thèse*, t. I. Delmas, Bordeaux, 1941.
208. M. PARDÉ. — Les méandres des rivières. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, t. XVI-XVII, 1945-1946.
209. E. PASSEMART. — Les stations paléolithiques du Pays Basque et leurs relations avec les terrasses d'alluvions. *Thèse*, 1924.
210. Ch. PASSERAT. — Les origines de la vallée de la Charente. *Annales de Géogr.*, t. XX, 1914, p. 213-232.
211. — La transgression de la mer des Faluns dans la région de la Loire. *Annales de Géogr.*, t. XIX, 1910, p. 350-358.
212. A. PERPILLOU. — Le Limousin : étude de géographie physique régionale. *Thèse*, Chartres, 1940.
213. — Sur le relief du Limousin. *Annales de Géogr.*, t. XXXVI, 1927, p. 161-166.

214. A. PERPILLOU. — Les surfaces d'érosion tertiaires dans l'Ouest et le Sud-Ouest du Massif Central. *C. R. Congrès internat. de Géog. de Paris*, 1931, t. II, 1^{re} partie, p. 468-480.
215. D. PEYRONY. — Après une grande crue préhistorique de la Vézère. *Rev. de Géog. commerciale de Bordeaux et du S. O.*, 1914.
216. — Le Moustier : ses gisements, ses industries, ses couches géologiques. *Revue anthropologique*, Nos 1-3 et 4-6, 1930.
217. — Station préhistorique de la gare de Couze. *Bull. Soc. hist. et arch. du Périgord*, 1932, p. 81.
218. — La station préhistorique de Laugerie-Haute. *Anthropologie*, 1933, p. 557.
219. — Les gisements préhistoriques de Bourdeilles. *Arch. de l'Institut de Paléontologie humaine*, N° 10, 1932.
220. E. RAGUIN. — Contribution à l'étude de la tectonique dans la région Ouest du Massif Central français. *Bull. Services Carte géol. de la France*, N° 164, t. XXX, 1927, p. 419-475.
221. — Charriages antéstéphanien sur le substratum des terrains cristallins du grand sillon houiller du Plateau Central. *C. R. Acad. des Sciences*, t. CLXV, 1927.
222. — Géologie du granite. Masson, 1946.
223. M. RANDOIN. — Feuille de Bergerac. *Bull. Service Carte géol. de la France*, N° 128, t. XXI, 1909-1910.
224. — Feuille de Bergerac. *Bull. Services Carte géol. de la France*, t. XXIV, 1913-1914.
225. J. REPELIN. — Limites de l'étage aquitainien. *Bull. Soc. Géol. de France*, t. VI, 1911, p. 100.
226. A. ROMIEUX. — Nappes alluviales de la vallée du Lot aux environs de Fumel. *Annales de Géogr.*, XXXII, 1923, p. 1-11.
227. M. ROQUES. — Sur les relations des amphibolites et des épidiorites à Sarrazac (Dordogne). *C. R. Acad. des Sciences*, t. CCIII, 1936.
228. — Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif Central français. *Mém. Services Carte géol. de la France*, 1941.
229. P. RUELLAN. — La décomposition du granite à biotite au Japon et en Corée et les formes du modelé qui en résultent. *C. R. Acad. des Sciences*, CXCIII 2^e sem. 1931, p. 67-68.
230. H. SCAETTA. — Genèse climatique des sols montagnards de l'Afrique centrale. Bruxelles, 1937.
231. H. SCHOELLER. — Étude sur le sidérolithique du Lot et du Lot-et-Garonne. *Bull. Services Carte géol. de France*, XLIII, N° 206, 1941.
232. STRABON. — Géographie. Livre IV, chapitre II, § 2, p. 314-315 et chap. III, § 3, traduction nouvelle par A. Tardieu, 2^e édit. T. I, Paris, 1886.
233. F. TAILLEFER. — Profil d'équilibre et tracé d'équilibre. Méandres et divagations des rivières. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, t. XVIII, 1947.
234. — L'évolution du relief dans la région girondine. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, t. XVI, 1945-1946, p. 122.
225. A. THÉVENIN. — Étude géologique sur la bordure Sud-Ouest du Massif Central. *Thèse. Bull. Services Carte géol. de la France*, N° 95, 1902-1903. 204 p.
236. J. TRICART. — L'Est du Bassin de Paris, étude morphologique. *Thèse*, 2 vol. S. E. D. E. S., Paris, 1950.

237. A. VACHER. — Rivières à méandres et terrains à méandres. *Annales de Géog.*, t. XVIII, 1909, p. 311-317.
238. G. VASSEUR. — Sur l'âge des sables du Périgord. *P.V. Société Linnéenne de Bordeaux*, t. XLII, 1888.
239. — Contribution à l'étude des Terrains tertiaires du S.-O. de la France. *Bull. Services Carte géol. de la France*, N° 19, 1891.
240. A. VATAN. — La sédimentation détritique dans le bassin de Paris et le bassin d'Aquitaine. *Session extraordinaire des Sociétés belges de géologie*, 19-26 septembre 1946, Bruxelles, 1947, p. 62-68.
241. P. VIÉNOT. — Sur le sondage des Abatilles, près d'Arcachon. *C. R. Acad. des Sciences*, t. CLXXIX, 1924, p. 186.
242. R. VILLEPELET. — La formation du département de la Dordogne. *Périgueux*, 1908.
243. A. WATELIN. — Le pays de Brive et ses enveloppes naturelles. Paris, Larose, 1920.
244. G. WATERLOT. — Sur les directions des plissements affectant la bordure septentrionale du Bassin d'Aquitaine. *C. R. Acad. des Sciences*, Paris, CCXII, 17 février 1941, p. 278-281.

INDEX ALPHABÉTIQUE

des noms de lieux et de pays contenus dans le texte.

A

ABATILLES (Les) : 173.
 ABJAT : 248, 297, 298, 299.
 AFRIQUE CENTRALE : 35, 135.
 AFRIQUE DU NORD : 409.
 AGE (L') : 105, 337.
 AGEN : 134, 143, 150, 152, 154, 173, 404, 435, 465.
 AGENAIS : 5, 9, 18, 19, 23, 25, 29, 39, 70, 103, 104, 142, 150, 152, 154, 157, 173, 174, 179, 188, 199, 254, 263, 359, 394, 399, 400, 430, 456, 457, 469, 471-473, 476-478.
 AGONAC : 100, 400, 441.
 AIGUILLON : 179, 188, 271.
 AILLAC : 374, 444.
 AJAT : 99, 107, 140, 344, 359, 368, 370-373.
 ALBI : 464.
 ALBIGEOIS : 5, 22, 23, 316, 471.
 ALÉSIA : 10.
 ALGÉRIE : 407.
 ALLAS-L'ÉVÊQUE : 408.
 ALLAS-LES-MINES : 438.
 ALLES : 213, 215, 217, 438.
 ALONG (Baie d') : 407, 420.
 ALPES : 21, 118, 137, 143, 160, 164, 177, 180, 182, 282.
 AMBAZAC : 125, 151.
 AMBEZ : 265, 266, 281.
 AMÉRIQUE : 409.
 ANDRIVES : 224.
 ANE (Signal de l') : 177.
 ANGÉLIE (L') : 99.
 ANGOISSE : 51, 57, 237, 293, 297, 306.
 ANGOLA (L') : 134, 135, 136, 149.
 ANGOULÊME : 10, 11, 333, 360, 387, 434.
 ANGOUMOIS : 3, 5, 12, 15, 49, 50, 69, 126, 152, 173, 192, 273, 300, 316, 333, 353, 355, 410.
 ANLHIAC : 49, 50, 69, 70, 72, 75, 85, 87, 88, 90, 91, 324.
 ANNESSE ET BEAULIEU : 233.
 ANTISSAC : 234.
 ANTONNE : 365.
 APPALACHES (Les) : 313, 453.

AQUITAINE (Prov.) : 8, 14, 316.
 ARCACHON : 134, 143, 154, 173, 181, 192, 267, 271, 273, 282.
 ARCHIGNAC : 108, 146.
 ARDENNE : 33.
 ARGONNE (L') : 156.
 ARSAULT (L') : 391, 440.
 ARTENSE (L') : 259.
 ARTIGEAS : 166, 310.
 ARVEYRES : 269, 270.
 ASPRIÈRES : 151.
 ASTAILLAC : 257, 259.
 ATLANTIQUE : 104, 178, 277, 281, 285, 410.
 AUBAS : 99, 354, 359, 372, 447.
 AUBRAC : 170.
 AUBUSSON : 151.
 AUDRIX : 167, 175, 406.
 AUGIGNAC : 52, 297.
 AUNIS : 201, 271, 272, 472.
 AURIAC : 437.
 AUTOIRE : 340.
 AUVERGNE : 3, 176, 238, 240, 481.
 AUVÈZÈRE : 5, 7, 8, 10, 12-16, 19, 20, 27, 28, 38, 62, 69, 75, 76, 81-85, 87-91, 99, 129, 147, 148, 165-167, 172, 178, 184, 188, 199, 200, 202, 233-239, 244, 252, 254, 296, 301, 305, 306, 307, 309, 312, 315, 316, 319, 322, 324, 325, 326, 329, 331, 332, 337, 348-351, 359, 365, 367, 370, 429, 434, 444, 445, 450, 481.
 AUXOIS : 315, 331.
 AVEYRON : 200, 358.
 AVÈZE : 172.
 AYEN : 81, 83, 147, 326, 327, 329.
 AZERAT : 99, 140, 320, 324, 338.

B

BACHELLERIE (La) : 70, 79, 99, 319, 324, 325, 326, 333, 339, 341, 354, 368, 369.
 BADEFOLS : 283.
 BADEFOLS-D'ANS : 8, 15, 61, 64, 65, 72, 78, 81-84, 94, 166, 311, 317, 320, 326, 327, 329.
 BAÏSE (La) : 272.

BANDIAT (Le) : 10, 13, 14, 35, 49, 50, 53, 69, 75, 84, 85, 87, 89, 90, 171, 175, 187, 199, 200, 241, 246-248, 252-256, 263, 265, 280, 297-299, 318, 320, 323, 336, 337, 340, 353, 434.
 BANÈGE (La) : 467-470, 472, 474.
 BAR (Pont de) : 256.
 BARADE (Forêt) : 41, 46, 132, 155, 157, 159, 160, 166, 368, 405, 430, 431.
 BARBEZIEUX : 10, 173.
 BARDE (La) : 389.
 BARDOU : 473, 474.
 BARÈGES : 404.
 BARGE (La) : 350.
 BARGUELONNE (La) : 200.
 BARROIS : 471.
 BAS-QUERCY : 5, 150, 170, 173, 200, 471.
 BAS-RHONE : 21.
 BASSE-MARCHE : 187.
 BASSILLAC : 100, 101, 235, 391.
 BASSIN AQUITAINE : 3, 8, 19, 23, 41, 47, 64, 66, 67, 85, 90, 91, 93, 97, 101, 104, 112, 115, 126, 127, 130, 134, 136, 137, 142, 143, 150, 152-154, 159-163, 173, 174, 181, 192, 196, 201, 207, 215, 219, 228, 230, 240, 251, 254-256, 263, 265, 268, 270, 273, 280, 282, 314, 317, 322, 325, 336, 403, 422, 429, 430, 434, 436, 462, 464, 465, 469, 471, 472, 476, 478, 481.
 BASSIN DE BRIVE : 5, 8, 9, 15, 40, 42, 43, 49-51, 55, 58-66, 69, 71, 73-78, 81-85, 88-93, 107, 112, 117, 119, 146, 161, 166, 184, 187, 188, 255, 256, 292, 293, 301, 302, 310, 311, 315-317, 320, 321, 324-329, 331, 332, 338, 340, 372.
 BASSIN PARISIEN : 157, 320, 331, 341, 373, 436, 465, 471, 473, 478.
 BAUZE (La) : 320.
 BAUZEN : 344, 347, 351, 368, 369.
 BAYE (La) : 316, 334, 340.
 BAYAC : 107, 145.
 BAZAC : 387.
 BAZOIS (Le) : 315.
 BEAUCE (La) : 157, 284, 465.
 BEAUCITE : 231.
 BEAULIEU : 51, 124, 257, 434.
 BEAULIEU DE CHATRES : 65, 147, 166.
 BEAUMONT : 18, 67, 103, 137, 138, 141, 145, 167, 185, 314, 359, 455, 456, 464, 465, 467-469, 473.
 BEAUPUY : 236.
 BEAUREGARD : 62, 67, 76, 77, 78, 84, 166, 292, 310, 327-329.
 BEAURONNE-DE-CHANCELADE (La) : 100, 101, 107, 122, 283, 366, 367, 391, 441, 442, 444.
 BEAURONNE-DE-DOUBLE (La) : 18, 144, 457, 459.
 BEAUSÉJOUR : 242, 269, 270.

BEAUSOLEIL : 231.
 BEAUSSAC : 364, 429.
 BEAUVAISIS : 21.
 BEAUVAIS : 382.
 BÉCHADE (La) : 339.
 BELAYRE : 222.
 BÉLEYMAS : 142, 166, 359, 430, 456.
 BELLAC : 187.
 BELLE (La) : 98, 105, 364, 383-386, 390, 391, 434, 438.
 BELVÈS : 9, 25, 39, 44, 71, 108, 132, 138, 140, 145, 146, 155, 158-160, 168, 185, 186, 286, 407, 416, 424, 430-432, 435.
 BENAYES : 172, 188.
 BERBIGUIÈRES : 435, 438.
 BERGER (Le) : 357.
 BERGERAC : 3, 7, 9, 11-13, 18-20, 22, 25, 27, 36, 37, 46, 67, 104, 128, 138, 141, 145, 146, 168, 184, 185, 196, 203, 207-215, 218, 219, 227-230, 241, 242, 248, 249, 251-253, 263, 266, 267, 269, 281, 289, 404, 405, 413, 429, 430, 447, 461, 464, 465, 469, 476, 480.
 BERGERACOIS (Le) : 13, 14, 18, 21, 28, 39, 70, 132, 136, 137, 139, 143, 144, 149, 154, 157, 158, 162, 170, 184, 185, 187, 188, 196, 198, 238, 271, 281, 289-291, 314, 332, 359, 441, 456, 457, 464-473, 476-482.
 BERNERIE (La) : 121.
 BERNISSOU : 320.
 BERNON : 78.
 BERRY (Le) : 3, 5, 14, 18, 21, 23, 187, 315, 471.
 BERSAC : 77.
 BERTONNIE (La) : 54, 62, 64.
 BESSE : 405.
 BESSE (La) : 152, 172, 188.
 BESSÈDE (Forêt de) : 28, 35, 39, 41, 44, 108, 132, 138, 140, 142, 143, 145, 157-160, 162, 167, 174, 201, 426, 430, 432.
 BÉTHUNE (La) : 386.
 BEUNE (La) : 38, 167, 184, 222, 284-287, 400, 408, 409.
 BEYNAC : 17, 27, 33, 108, 217, 289, 303, 360, 392, 399, 408, 423, 435, 442, 444.
 BEYNAT : 150.
 BEYSSENAC : 147.
 BÉZENAC : 392, 445, 450.
 BIARD : 255, 256.
 BIÉE : 246, 263.
 BIGARROQUE : 393.
 BIGAURE (La) : 101.
 BIRAS : 391.
 BIRON : 25, 26, 39, 359, 477.
 BLAME (Le) : 120, 284-287, 319-325, 338, 341, 344, 347, 351, 370, 409.

BLANQUEFORT : 394, 399.
 BLANZAC : 235.
 BLANZAGUET : 399.
 BLAYE : 153, 158, 163, 164, 173, 271.
 BLEU (Le) : 122.
 BLEYMARD (Le) : 92.
 BLIS-ET-BORN : 97, 368, 371.
 BLOND (Mts de) : 125.
 BOÈRE (La) : 89.
 BOISCHOT (Le) : 14, 315.
 BOISSE : 473, 474, 476-478.
 BOISSE DE ST-YRIEIX : 187.
 BOISSEUIL : 12, 81, 83, 84, 184, 320.
 BOISSIÈRE-D'ANS (La) : 235, 236, 284, 285, 287, 347, 350, 409.
 BONALD : 101.
 BORD (Plaine de) : 35, 44, 132, 139-142, 146, 157-162, 167-169, 184, 185, 201, 426, 430, 432.
 BORD (De St-Rabier) : 83.
 BORDEAUX : 7, 11, 14, 154, 181, 188, 204, 211, 227, 267, 269, 271, 430, 481.
 BORDELAIS : 5, 7-9, 13, 18, 19, 26, 29, 130, 131, 136, 137, 152-154, 159, 160, 163, 164, 174, 178, 180, 181, 195, 196, 201, 253, 254, 440, 452, 456, 457, 461, 462, 481.
 BORDERIE (La) : 87.
 BORIE (La) DE BERBIGUIÈRES : 438.
 BORIE (La) DE CHANTERAC : 130.
 BORIE (La) DE TOCANE : 243.
 BORIE (La) DE TRÉMOLAT : 213.
 BORRÈZE : 9, 12, 122, 123, 146, 150, 184, 334, 354, 356-358, 373.
 BORRÈZE (La) : 218.
 BORT-LES-ORGUES : 125, 240, 259.
 BOSPICAT : 107.
 BOSREDON-DE-TRÉMOLAT : 222.
 BOSREDON-DE-VILLAC : 166.
 BOSSET : 18, 159, 455, 458, 459.
 BOST (Le) : 122, 244.
 BOUCHALOU : 383.
 BOUCHERON : 305.
 BOUCHEUSE (La) : 147, 237, 254.
 BOUCLIER CANADIEN (Le) : 53.
 BOUDEAU : 244.
 BOUÉ : 356.
 BOUILLAC : 77, 322, 330.
 BOUILLIDOU (Le) : 16.
 BOUX : 91.
 BOULAZAC : 436.
 BOULONNEIX : 389.
 BOULOU (Le) : 387, 409.
 BOUVÉ (Le) : 150.
 BOUQUERIE (La) : 470, 473, 474.
 BOURDEILLES : 11, 16, 27, 243, 244, 245, 250, 251, 253, 289, 360, 389, 390, 399, 400, 418, 423, 437, 439, 445, 448, 450, 481.

BOURDEIX (Le) : 73, 75, 87, 89, 91.
 BOURG-DES-MAISONS : 387, 389.
 BOURG-LASTIC : 172.
 BOURGNAC : 456.
 BOURIAUX (Les) : 385.
 BOURNAZEAU : 230.
 BOURNIQUEL : 107, 402, 432.
 BOURNÈGUE (La) : 466, 470, 472, 474.
 BOUSSAC : 103.
 BOUTARD : 130.
 BOUTEILLES : 16.
 BOUYÉTRIE (La) : 374.
 BOUYGUES (Les) : 404, 413, 414.
 BOUZIC (La) : 109.
 BRACONNE (La) : 192.
 BRAME (La) : 39, 132, 359.
 BRANNE : 179.
 BRANTOME : 7, 16, 27, 36, 70, 98-100, 142, 148, 149, 155, 165, 178, 183, 202, 205, 244-246, 250, 252, 253, 286, 289, 360, 378, 382, 384-386, 389, 391, 396, 399, 420, 439-442, 444, 445, 450-453, 481.
 BRAULEN : 226, 407, 418, 420, 424, 426.
 BRAUNHIE (La) : 169, 173, 188.
 BRAYSSOU (Le) : 470, 472, 473.
 BRENNÉ (La) : 18, 274.
 BRESQUE (La) : 121.
 BRETAGNE (La) : 97, 297, 396, 453.
 BREUILH (Le) DE BLIS : 371, 387.
 BRIDOIRE : 469.
 BRIE (La) : 157, 465.
 BRIGNAC : 321.
 BRIVE : 15, 46, 56, 222, 311, 428.
 BROLEAU : 166.
 BROUCHAUD : 120, 284, 344, 345, 348, 349, 351, 409.
 BROUDÉNENIE (La) : 72, 221.
 BROUILLAGUET : 146.
 BRUGES : 153, 163, 164, 267.
 BRUNE : 168.
 BUCHAILLON : 88.
 BUGEADAS : 64, 293.
 BUGEAT : 125.
 BUGUE (Le) : 26, 70, 101, 114, 115, 117, 132, 138, 143, 147, 167, 169, 174, 175, 219, 284, 286, 393, 404, 406, 407, 438, 440, 445, 477.
 BUISSON (Le) : 103, 203, 205, 207, 215, 217, 219, 241, 250, 272, 438, 444-450.
 BUISSONNET (Le) : 357.
 BURG (Le) : 65, 310.
 BUSSAC : 101, 389, 392.
 BUSSEROLLES : 292, 297.
 BUSSIÈRES-BADIL : 49, 50, 165, 292.
 BUSSIÈRES-GALANT : 149, 171, 305.
 BUZADELLE : 122.

C

CADOUIN : 28, 103, 132, 138, 140, 168, 402, 435.
 CAHORS : 9, 11, 95, 120, 150, 160, 169, 225, 239, 241, 260-263, 428.
 CAILLAC : 262.
 CAJARC : 260-263, 269.
 CALÈS : 212, 213, 215, 217, 438.
 CALVIAC : 112, 218, 438.
 CAMPAGNAC-LES-QUERCY : 70, 109, 168, 357, 377-379.
 CAMPAGNAC (Chât.) : 146.
 CAMPAGNE : 392, 393, 435.
 CAMPNIAC : 440.
 CAMPSÉGRET : 430, 456.
 CANÉDA (La) : 179, 184, 186, 225, 407, 418, 420.
 CANET (Le) : 211.
 CANTAL (Le) : 92, 133, 176, 177, 179.
 CANTILLAC : 383, 384.
 CAPDENAC : 262.
 CAPDROT : 142, 359.
 CAPELLE-BIRON (La) : 399.
 CAPELLE-VIESCAMP (La) : 170, 172.
 CARLUCET : 374.
 CARLUX : 71, 109, 184, 196, 251, 359, 372, 374, 399, 418.
 CARS (Forêt des) : 26, 151.
 CARSAC-DE-CARLUX : 100, 101, 102, 226, 227, 418, 445, 451.
 CARSAC DU LANDAIS : 9, 448.
 CARSO (Le) : 409, 427.
 CASTEL : 392.
 CASTELNAUD-FEYRAC : 392, 393.
 CASTILLON : 9, 10, 12, 157, 158, 164, 249, 250, 430, 432, 462, 465, 467, 468, 470-477.
 CASTILLONNÉS : 11, 465.
 CAUDEAU (Le) : 7, 106, 145, 183, 211, 382, 402, 433.
 CAUDON : 208.
 CAUSE-DE-CLÉRANS : 405.
 CAUSSE (Le) : voir Quercy.
 CAUSSE PÉRIGOURDIN (Le) : 15, 16, 19, 70, 98, 114, 333-335, 337, 340, 342-355, 358, 368-370, 409, 428.
 CAVAILLE (La) : 208-210, 228.
 CAYLUS : 150.
 CAYRE (Le) DE CALÈS : 217.
 CAZALS-DU-QUERCY : 139, 290, 377, 379.
 CAZALS-DE-TRÉMOLAT : 204, 212.
 CAZOULÈS : 70, 95, 96, 109, 217-219, 225, 314, 356, 358, 452.
 CÉLÉ (Le) : 429.
 CELLES : 104.
 CÉNAC : 432.
 CENDRIEUX : 22, 147.
 CÉOU (Le) : 9, 123, 146, 357, 359, 393, 435, 439, 452.

CERCLES : 70, 101, 105, 114, 387.
 CÈRE (La) : 92, 125, 170, 172, 188.
 CERISE (La) : 306.
 CESSAC : 262.
 CÉVENNES (Les) : 478.
 CÉZALIER (Le) : 177.
 CHABANS : 247.
 CHABOUSSIE (La) : 365.
 CHABRATS : 355.
 CHABROULIE (La) D'HAUTEFORT : 338, 339, 341.
 CHABROULIE (La) DE NÉGRONDES : 345.
 CHADEUIL : 122.
 CHALAIS : 52, 106, 173, 293, 303.
 CHALARD (Le) : 8, 188, 237, 250, 254.
 CHALUS : 51, 125, 127, 149, 171, 172, 187, 293.
 CHAMBAUDS (Les) : 217.
 CHAMBON (Le) : 296, 350, 351, 385, 387.
 CHAMP (Le) : 64.
 CHAMPAGNAC-DE-BÉLAIR : 98, 100, 365.
 CHAMPAGNE (La) : 21, 101, 105, 379, 380, 401.
 CHAMPCEVINEL : 232, 236, 284, 391.
 CHAMPEAU : 105, 180, 364.
 CHAMPIAN : 340.
 CHAMPNIERS-REILLAC : 292.
 CHAMPS (Les) DE BRACH : 126.
 CHAMPS (Les) DE CHAPDEUIL : 121.
 CHAMPS (Les) DE DUSSAC : 86, 87, 91, 92, 148.
 CHAMPS (Les) DE JUILLAC : 54.
 CHAMPS-ROMAINS : 49, 50, 57, 118, 245, 250, 293, 294, 302.
 CHANCELADE : 100, 101, 106, 142, 162, 236, 283, 360, 366, 382, 391, 430, 441, 442, 444.
 CHANGE (Le) : 27, 97, 99, 106, 107, 120, 140, 165, 233, 234, 235, 237, 244, 252, 315, 359, 365-369, 440, 444.
 CHANTECORPS : 64.
 CHANTÉRAC : 67, 70, 130, 131, 138, 139, 141, 162, 163, 314, 359, 455.
 CHAPDEUIL : 31, 33, 39-41, 44, 70, 94, 96-98, 101-105, 111, 114, 120-122, 129, 140, 141, 161, 162, 165, 180-182, 202, 334, 360, 362, 382, 387, 389, 390, 395, 396, 398, 399, 434, 436, 440, 441, 453.
 CHAPEAU : 235.
 CHAPELLE (La) DE CUBLAC : 72, 77, 81.
 CHAPELLE-AUBAREIL (La) : 146, 222.
 CHAPELLE-FAUCHER (La) : 98, 245, 385, 386, 440, 444.
 CHAPELLE-GONAGUET (La) : 7, 234, 389, 391, 435.
 CHAPELLE-MARIVAL (La) : 124.
 CHAPELLE-MONTABOURLET (La) : 389, 399.

CHAPELLE-MONTMOREAU (La) : 35, 36, 39, 41, 200, 365.
 CHAPELLE-MOURET (La) : 222, 224, 354.
 CHAPELLE-PÉCHAUD (La) : 102, 108, 140, 168, 392.
 CHAPELLE-POMMIER (La) : 364.
 CHAPELLE-SAINT-JEAN (La) : 59, 61, 63-65, 72, 76-78, 83, 292, 297, 310, 326-328.
 CHAPELLE-SAINT-ROBERT (La) : 246, 247, 353, 354.
 CHAPIAN (Le) : 330.
 CHAPOULIE (La) : 184.
 CHARCUZAT : 234, 283.
 CHARDEUIL : 183, 236.
 CHARENTE (La) : 11, 60, 162, 201, 248, 263, 264, 266, 268, 271, 273, 281, 285, 308, 359, 434, 472.
 CHARENTES (Les) : 11, 16, 60, 70, 89, 130, 139, 152, 153, 168, 180, 192, 195, 246, 248, 254, 263, 264, 269, 314, 336, 342, 399, 481.
 CHARGNAC : 237.
 CHARPENAT : 221.
 CHASSAGNAC : 78, 81, 83, 108, 326, 338.
 CHASSENEUIL : 173.
 CHASSÉNIÉ (La) : 82.
 CHASSENON : 60, 65.
 CHASTEL : 79, 326.
 CHATAIGNERAIE (La) : 316.
 CHATEAU-L'ÉVÊQUE : 162, 441, 444.
 CHATEAU-REYNAUD : 245.
 CHATEAU-VIGNEAU : 153.
 CHATRES : 15, 42, 43, 51, 59, 61-65, 67, 69, 76-84, 89-94, 107, 108, 138, 147, 166, 184, 292, 293, 302, 310-312, 316, 320-322, 325-328, 331, 338, 339.
 CHAUDESAYGUES : 170.
 CHAUMEILLES : 323.
 CHAUMONT : 371.
 CHAUSSÉS (Les) : 99.
 CHAUZÉ (Le) : 338.
 CHAVAGNAC : 68, 83, 88, 108, 330, 331, 340, 355.
 CHAVALARIAS : 365.
 CHAZAL : 354.
 CHER (Le) : 92.
 CHERVAL : 105, 180, 390.
 CHERVEIX-CUBAS : 14, 59, 69, 77, 81, 82, 84, 85, 87, 88, 172, 235, 292, 293, 302, 309, 316, 319, 320, 324-326, 329, 331.
 CHEYLARD (Le) : 99, 372.
 CHEZ-GUÉRIGNY : 91.
 CHIGNAC : 235.
 CHIRONDE (La) : 99, 371, 372, 373, 375.
 CHOURGNAC-D'ANS : 77, 346.
 CIEURAC : 169, 217.
 CIGALE (La) : 459.

CLADECH : 108, 114, 120, 168, 387.
 CLAIRVIVRE : 65, 84.
 CLAPIER (Le) : 122, 184, 365.
 CLAUD (Le) : 21, 220.
 CLAUD (Le) : 394.
 CLÉDIERS (Les) : 175.
 CLERMONT-DE-BEAUREGARD : 142, 382, 393, 396, 453.
 CLERMONT-D'EXCIDEUIL : 25, 26, 49, 50, 54, 55, 69, 86, 300, 302, 319, 386.
 CLISSAC : 374.
 CLOTTE (La) : 152.
 CLOUP (Le) : 357.
 CLUZEAU (Le) DE CORGNAC : 183, 300.
 CLUZEAU (Le) DE NONTRON : 247.
 COGULOT : 471.
 COLAGNE (La) : 170.
 COLE (La) : 7, 13, 16, 33, 69, 71, 75, 85, 88, 98, 99, 199, 200, 202, 244, 245, 305, 307, 308, 332, 337, 340, 365, 366, 387, 440, 444, 452.
 COLY : 333, 354, 355, 358.
 COLY (Le) : 9, 99, 184, 222, 224, 274, 331, 339, 340, 356.
 COLOMBIER : 467, 469, 470, 474.
 COLOMBIER (Le) DE CHAPDEUIL : 101.
 COLOMBIER (Le) DE PAUNAT : 215.
 COMBARIÉUX : 229.
 COMBE-JOLIVE : 404, 412.
 COMBELLE (La) : 437.
 COMBE-SÉGÉRAL (La) : 77, 78.
 COMBIERS : 98, 434.
 CONDAT-SUR-TRINCOU : 98, 385, 386.
 CONDAT-SUR-VÈZÈRE : 9, 77, 99, 199, 310, 311, 321, 322, 333, 339, 341, 356, 437.
 CONFOLENTAIS (Le) : 316.
 CONNANGLE : 326.
 CONNE (La) : 466, 467, 469, 470, 474, 477.
 CONNE-DE-LABARDE : 466, 471.
 CONNEZAC : 96-98, 314, 359, 364, 371, 380, 398, 399.
 CONTERIE (La) : 324, 328.
 COQUILLE (La) : 305.
 CORGNAC : 14, 15, 31, 49-51, 86, 87, 91, 106, 148, 188, 235-237, 250, 316, 319, 320, 323, 333, 337, 347.
 CORNILLE : 99, 100, 107, 111, 148.
 CORRÈZE (La) : 15, 66, 92, 124-126, 151, 172, 188, 220, 252, 255, 256, 293, 344.
 CORRÈZE (Dép.) : 12, 49, 51, 54, 57, 300.
 COSAQUE (Le) : 242.
 COTE (La) DE NONTRON : 53, 87.
 COTE (La) DE ST-CYR-LES-CAMPAGNES : 147.
 COUBJOIRS : 8, 12, 15, 61-64, 69, 81-83, 166, 326-329.

COULAURES : 27, 234-237, 319, 342-344, 350-353.
 COULOUNIEUX : 391.
 COUQUÈQUES : 153.
 COURBEFY : 8, 26, 38, 125, 149, 151, 172, 308.
 COURS-DE-PILE : 210, 212.
 COURTIGEAUD : 323.
 COUSSE (La) : 343.
 COUTELS (Les) : 210.
 COUTRAS : 152, 200, 230, 249, 264, 281, 461, 463.
 COUTURES : 389.
 COUX (Le) : 117, 146, 174, 175, 201, 202, 204-217, 284, 405, 438.
 COUZE : 37, 185, 212, 447, 466.
 COUZE (La) : 37, 107, 132, 145, 402, 430, 432, 435, 441, 455, 468, 469, 473.
 COUZE (La) DE LARCHE : 321.
 COUZEAU (Le) : 145.
 CREMPSE (La) : 20, 22, 103, 159, 183, 402, 434, 457, 459, 481.
 CRESSENSAC : 150, 169, 354.
 CRESSONNET : 229.
 CRÈTE (La) : 89.
 CREUSE (La) : 172.
 GREYSSAC : 389, 439, 445, 448.
 CREYSSE : 67, 139, 404.
 CROUZILLE (La) : 81, 82, 85.
 CROZE (La) : 405.
 CUBAS : 62.
 CUBJAC : 16, 27, 106, 107, 235, 237, 343, 344, 348, 351.
 CUBLAC : 59, 63, 65, 67, 72, 74, 78, 81, 108, 220, 322, 327, 350.
 CUMONT : 184.
 CUNÈGES : 469, 471.
 CURMONT : 306.
 CUSE (La) : 226.
 CUSSAC : 212.
 CUZORN : 103, 109, 442, 449.

D

DADALOUZE (La) : 66, 92, 125.
 DAGLAN : 17, 70, 71, 102, 108, 109, 123, 140-142, 334, 355, 357, 358, 392, 393.
 DALON (Le) : 12, 15, 320.
 DARGILAN : 427.
 DEKKAN (Le) : 134, 135.
 DOIGNON : 188.
 DOISSAT : 168.
 DOMME : 17, 27, 35, 44, 102, 108, 109, 131, 138-141, 150, 157, 168, 169, 185, 357, 392, 430, 432, 435, 441.
 DONON (Le) : 26, 477.
 DONCHAPT : 242, 243.
 DONZELLE (La) : 392.

DORDOGNE (La) : 3, 5, 7-9, 11, 12, 17-19, 22, 26, 27, 35-38, 47, 51, 67, 71, 92, 96, 100, 102, 103, 106-112, 117, 122, 125, 126, 132, 136, 146, 147, 150, 152, 155, 157, 160, 162, 166-169, 172, 174, 175, 180, 183-186, 188, 196, 198-222, 225-233, 237-243, 246, 248-255, 257, 259-272, 274, 280-284, 289, 306, 308, 316, 334, 340, 356, 359, 371-376, 381, 392, 393, 399, 402, 407, 411, 414, 415, 418, 423, 425, 429, 430, 432, 434, 435, 436, 438-453, 456, 457, 461, 463, 464, 466, 468, 470, 472, 474, 477-479, 481.

DORDOGNE (Dép.) : 3, 11, 12, 16, 20, 51, 54.

DOUBLE (La) : 9, 10, 16, 17-19, 21, 27, 28, 35, 44, 70, 103, 105-107, 130, 139, 141, 143, 144, 148, 149, 152, 154-156, 158-165, 170, 177-183, 185, 187, 196, 201, 228, 230, 231, 245, 253, 281, 289-291, 314, 342, 343, 359, 401, 402, 429, 456-462, 464, 465, 479, 482.

DOUE (La) : 297, 298.

DOUEYRAS : 57, 88.

DOURNAZAC : 149, 187, 199, 299, 308.

DOUX (La) : 404.

DOUZILLAC : 103, 141.

DOUZILLE (La) : 389.

DRAYAU : 213.

DRONNE (La) : 5-14, 16, 18, 19, 22, 26, 27, 31, 35, 38, 69, 97, 98, 100, 102, 122, 138, 148, 149, 162, 165, 171, 175, 182, 187, 198-200, 202, 204, 205, 228, 240-257, 266, 274, 280, 281, 289, 294, 297, 299, 308, 314, 319, 322, 331, 336, 337, 354, 359, 365, 366, 385-391, 399-402, 409-411, 423, 429, 431, 434, 435, 437, 439-442, 444, 445, 448, 450, 451-457, 459, 461-463, 479, 481.

DROPT (Le) : 9, 11, 18, 19, 26, 27, 39, 131-137, 141, 359, 404, 410, 434, 455, 456, 464-467, 469, 470, 472, 477, 478.

DUCHE (La) : 9, 459.

DURANTIE (La) : 383.

DURAVEL : 71, 260, 261, 262, 267, 269, 271, 272, 359, 404, 412.

DUSSAC : 31, 45, 51, 52, 54, 55, 57, 58, 61, 71, 72, 86, 91, 165, 236, 237, 293-295, 302, 303, 478.

E

ECHOUGNAC : 18, 141, 142, 156, 159, 163, 231, 457, 458, 459.

ECOSSE : 52.

EDOBULA : 457.

EGLETONS : 3, 125, 126, 151, 152.

ÉGLISE-NEUVE-DE-VERGT : 405.
ELLÉ (L') : 9, 63, 83, 184, 221, 311, 320, 321.
ENTRAYGUES : 170, 186, 262.
ENTRE-DEUX-MERS : 9, 177, 179, 184, 188, 199, 272, 273, 456, 465, 476.
ENVAUX : 438.
ESCOIRE : 237, 342, 365, 444, 445.
ESPALION : 170.
ESPIOLES : 95, 122.
ESSAINDIÉRAS : 85, 87, 293, 300, 301, 319.
ESTEIL : 374.
ESTÉREL (L') : 300.
ESTIVAUX : 255.
ÉTATS-UNIS : 407.
ETOUARS : 73, 75, 87, 91.
EUCHE (L') : 126, 387, 389, 390, 391, 392, 434, 436, 441, 442.
EXCIDEUIL : 5, 8, 11, 13-15, 49-60, 67, 69, 70, 72, 84-86, 88, 91, 94, 98, 106, 117, 118, 129, 138, 148, 183, 196, 235, 236, 293, 296, 300, 306, 307, 308, 315, 316, 319, 320, 324, 325, 333, 337-339, 348, 350, 352, 481.
EYLAC : 257.
EYMET : 9, 19, 27, 184, 203, 464-467, 469, 471.
EYMOUTIERS : 89, 125, 248.
EYRENVILLE : 467, 469, 470.
EYVIGUES : 9, 17, 100, 109, 333, 334, 356, 358.
EYVIRAT : 385, 386, 389.
EYZERAC : 70, 87, 323, 333, 337.
EYZIES (Les) : 7, 17, 27, 112, 132, 140, 146, 156, 184, 219, 222, 256, 284, 285, 287, 289, 360, 392, 399, 400, 406-409, 416-418, 420, 422, 423, 425, 437, 441, 442, 444, 445, 447, 449, 453.

F

FAJOLE : 375, 376.
FALGUEYRAT : 466, 469, 471.
FANLAC : 184, 405, 413.
FARGES (Les) : 70, 97, 99, 107, 108, 166, 234, 248, 254, 368, 369, 372.
FAUCONS (Les) : 147.
FAURES (Les) : 101, 107, 438.
FAUX : 19, 466, 467, 470, 471.
FAYOLLE : 338, 339.
FAYRAC : 392.
FÉLINES : 217.
FELLETIN : 151.
FENACHAT : 230.
FENOLLE (La) : 218, 225, 226, 375, 376.
FESTALEMPS : 141.
FEUGAROLLES : 188, 271.
FEUILLADE (La) : 77, 83.

FEYTAUD : 430.
FILHOL : 404, 412.
FIRBEIX : 125, 149, 292, 307, 308.
FLAYAC : 162, 389.
FLEIX (Le) : 9, 12, 158, 211, 241, 456, 457, 461, 462, 470.
FLORIMONT : 168.
FON-CAUDE : 450.
FON-CLAR : 404, 412.
FONGALOP : 407, 431.
FONROQUE : 469-471.
FONTAILLAC : 162, 389.
FONTAINEBLEAU : 157, 299, 431, 465, 473.
FONTABLE : 132.
FONTANELLES : 321.
FONTARTIGES : 237.
FONT-BACHELIÈRE (La) : 326.
FONT-DE-GAUME : 407, 417.
FONTENILLES : 98, 407.
FONFROIDE : 248.
FORÊT NOIRE (La) : 74, 88.
FORGE D'ANS (La) : 351, 352.
FORGE D'EXCIDEUIL (La) : 54, 319.
FOSSEMAGNE : 100, 107, 132, 360, 369, 405, 413, 442.
FOUGÈRES : 121, 383, 384.
FOUGEROLLES : 309.
FOURAS : 264, 267, 268.
FRAISSE : 231.
FRANCHE-COMTÉ (La) : 480.
FRANCOISEAU : 121.
FROMENTAL : 168.
FRONSADAIS (Le) : 465, 467, 468, 469, 477.
FUMEL : 3, 9, 70, 97, 103, 104, 138, 141, 239, 262, 267, 271, 359.

G

GABIE (La) : 91.
GABILLOU : 342, 344, 347, 351.
GAGEAC : 469, 471.
GAILLARD : 261-263.
GALAGE (La) : 211.
GALIVET : 357.
GAMARD : 237.
GANDUMAS : 49, 50, 236, 254, 301, 306.
GARABIT : 151.
GARDONNE : 211.
GARDONNETTE (La) : 466, 467, 469-472, 474, 477.
GARENNES (Les) : 85, 237.
GARONNE (La) : 18, 23, 153, 160, 168, 173, 184, 188, 192, 196, 199, 204, 214, 259, 260, 265, 268, 269, 271-273, 281, 282, 434, 464, 472, 474.
GASCOGNE (La) : 400.

GAUBERT : 77, 322.
GAUGEAC : 39.
GAURENNE : 408.
GAVAUDUN : 103, 108, 141, 142, 442, 445, 448.
GÉLIE (La) : 140, 147, 168.
GÉMOZAC : 272.
GENESTAL : 222.
GÉNIS : 12, 28, 42, 52, 54, 55, 59, 64, 81, 84, 87, 88, 94, 148, 166, 184, 235-237, 293, 294, 301, 302, 311, 312, 322, 324.
GÉNISSAC : 272.
GENTIOUX : 66, 479.
GERMAINE (La) : 435, 439, 441.
GERMIGNAC : 237.
GÉRONIE (La) : 221.
GÉVAUDAN : 65.
GINDOUX : 379.
GIRARD : 260, 261.
GIRONDE (La) : 104, 181, 192, 246, 250, 254, 262, 265-270, 272, 273, 281, 282.
GLANE (La) : 344, 345.
GLANGES : 172.
GOT (Le) : 404.
GOUJONNAC : 97, 102, 359, 377-379.
GOULARD : 89.
GOURDON : 3, 9, 46, 70, 71, 97, 100, 109, 111, 127, 139, 141, 146, 150, 168, 169, 176, 262, 359, 371-373, 375, 377, 399, 400, 407, 418, 426, 430.
GOURS NOIRS (Les) : 255.
GOURSOLAS : 57.
GOUTS-ROSSIGNOLS : 390, 399, 403, 411.
GOUVÉNIE (La) : 245.
GOUYAS : 242.
GRAFFANAUD : 51, 236.
GRAMAT : 317, 429.
GRAND-BIGOTAS (Le) : 229, 230.
GRAND-BRASSAC : 389, 401, 402.
GRAND-CASTANG : 392, 403.
GRAND-CHARRETIER (Le) : 228.
GRANGE (La) : 165, 347.
GRANGE-D'AUS : 76, 319, 320, 324, 331, 338.
GRANGE-NEUVE : 214.
GRANGES (Les) : 121, 374.
GRANDS-BOIS (Les) : 165.
GRANDS-CAUSSES (Les) : 345, 405, 427, 441.
GRAND-PRÉ : 409.
GRAND-ROC : 407, 422.
GRATUSSE (La) : 212, 250, 450, 463.
GRAULGES (Les) : 364, 434.
GRAVE : 267.
GRAVETTE (La) : 233, 234.
GRAVOTS (Les) : 459.
GRELIÈRE : 86-88, 91.
GRÈZÉ : 221, 331, 338, 340.
GRÉZELADES : 122.
GRÉZELS : 185.

GRIGNOLS : 11, 401.
GROLEJAC : 227.
GRUN : 401, 404, 410.
GUNIÈS (Les) : 146, 159, 377, 426.
GUÉRET : 151.
GURÇON : 231, 459.
GURP (Le) : 271, 272.

H

HALAS (Bois de) : 387.
HAMMAN-MESKOUTINE : 407.
HAN : 427.
HAUTEFAYE : 161, 180, 182, 200, 353.
HAUTEFORT : 5, 8, 11, 14, 15, 62, 63, 67, 69, 81, 82, 83, 84, 88, 107, 184, 311, 314, 320, 326, 338, 381.
HAUTS-DE-MEUSE (Les) : 348.
HAUTE-VIENNE : 3, 49, 188.
HOSTENS : 178, 272.
HUELGOAT : 297, 299.
HUGUENOTS (Les) : 213.

I

INDEX (Les) : 135.
ISLE (L') : 3, 5-14, 16, 18-20, 26, 27, 31, 38, 51, 54, 75, 87, 91, 96, 99, 100, 102, 103, 111, 141, 142, 144, 147, 148, 152, 162, 166, 171, 175, 178, 182, 183, 187, 188, 196, 198-200, 202, 204-206, 227-244, 246, 248-255, 260, 263, 264, 266-270, 272, 274, 280, 281, 283, 289, 300, 305-307, 316, 319, 325, 332, 337, 340, 342, 344-352, 359, 365-367, 389, 391, 401, 405, 411, 429, 434, 435, 440-445, 450-459, 461-463, 474, 479, 481.
ISSAC : 103, 183.
ISSANDOU : 326, 327.
ISSIGEAC : 9, 27, 158, 465, 468, 470, 472, 474.
ITALIE : 431.

J

JABARDEL : 221.
JANAILHAC : 172.
JARNAC : 248, 263-266.
JARRIGE (La) : 122.
JARTES : 301.
JAUNIE (La) : 319.
JAVERLHAC : 3, 87, 246, 247, 252, 253, 263, 314, 335, 340, 353-355.
JAVERZAC : 87.
JAYAC : 70, 97, 100, 108, 356, 359, 372, 373.
JEAN-DEL-BOS : 375.
JEMAYE (La) : 141, 457.

JIMEL : 204.
JONZAC : 173, 281.
JOURNIAC : 166, 393, 435.
JOVELLE : 389.
JUILLAC : 54, 57, 58, 60, 61.
JUMILHAC : 5, 8, 11, 13, 14, 22, 27, 51,
52, 56-59, 61, 71, 90, 118, 124, 138,
148, 149, 151, 156, 161, 165, 171, 188,
236, 237, 250, 289, 293, 294, 297, 301,
302, 303, 306, 307, 478, 479, 481.
JUNIES (Lés) : 109.
JURA (Le) : 396, 405, 413, 435, 436, 453.

L

LABASTIDE-MURAT, 124, 150, 152, 169,
186.
LABATTU : 344.
LABORIE : 324, 338, 341, 394.
LABRUNIE : 225, 226.
LABURGADE : 169.
LACASSAGNE : 70, 99, 100, 333, 354, 359,
373, 437.
LACOSTE : 324, 331, 333, 340, 341, 354,
355, 358.
LADORNAC : 9, 12, 69, 79, 99, 167, 316,
329, 330.
LADOUX : 77, 335.
LADOUZE : 20, 132, 140, 155, 166, 202,
436.
LAFORCE : 210, 211.
LAGE : 67, 105, 237, 292.
LAJAUNIE : 293.
LALANDE : 389.
LALBENQUE : 159, 160, 169.
LALINDE : 19, 37, 201, 203, 204, 207, 212,
213, 283, 404, 441, 463.
LAMARQUE : 153.
LAMBOULAS (Le) : 169.
LAMONZIE-MONTASTRUC : 142, 439.
LANAU (Le) : 170.
LANCEPLAINE : 204, 286.
LANDAIS (Le) : 17, 18, 27, 35, 70, 107,
141, 142, 144, 149, 155, 156, 158-
164, 179, 183, 185, 187, 196, 201, 210,
228-231, 253, 281, 289, 291, 314, 359,
430, 455-465, 469, 479, 482.
LANDE-D'EXCIDEUIL (La) : 86.
LANDES (Les) : 87, 88, 188, 272, 273,
458.
LANDIRAS : 153.
LANDOUE : 349.
LANGUEDOC (Le) : 478.
LANMARY : 430, 431.
LANOUAILLE : 5, 13, 14, 27, 51, 52, 58,
61, 91, 118, 124, 125, 129, 149, 151,
155, 156, 165, 176, 289, 293, 296, 297,
301-303, 305, 306, 309, 310, 312, 313,
319, 322, 331, 456 478, 481.
LANQUAIS : 467, 470.
LANZAC : 122.
LAO-KAY : 407, 420.
LARCHE : 77, 321, 322.
LARE : 301, 306, 310.
LARGANAUD : 459.
LARGE : 237.
LAROCCAL : 284, 285, 470, 471, 474.
LARRE : 147.
LARZAC : 413.
LASSAGNE : 373.
LASTOURS : 125, 149.
LASTOUR-D'AZERAT : 338, 368, 369.
LAUDIGÉRIE : 372.
LAUDRE (Le) : 374.
LAULARIE : 99.
LAUMÈDE : 98, 217, 244.
LAURAGAIS (Le) : 22, 471.
LAURIÈRE : 99.
LAUSSE (La) : 357, 377-379.
LAUSSEL : 285.
LAUZUN : 469.
LAVALADE : 464.
LAVAL-DE-CÈRE : 170.
LAVAU : 406, 442, 449.
LAVERCANTIÈRE : 150, 169, 184, 188.
LAVEYSSIÈRE : 455.
LAVIVIER : 324.
LÈCHES (Les) : 142, 144, 166, 459.
LÈDE (La) : 108, 442, 444, 445, 448.
LÉDRIER : 377.
LÉGUILLHAC-DE-CERCLES : 104, 389, 404,
412.
LÉGUILLHAC-DE-LAUCHE : 405, 429.
LÉMANCE (La) : 9, 70, 103, 108, 109, 121,
131, 168, 185, 186, 262, 394, 430, 439,
442, 444, 449.
LEMBRAS : 162, 163, 183.
LEMPZOURS : 245, 365.
LÉOBARD : 123.
LESCODEPONT : 213-215, 217, 222, 238.
LESCOURROUX : 456.
LESTROP : 9.
LESPARRE : 269, 271.
LÉVEZOU (Le) : 65, 92, 124, 126, 151, 152.
LIBOURNE : 3, 7, 9, 10, 18, 160, 173,
180, 249, 265, 266, 269-272, 457, 462,
481.
LIBOURNAIS : 9, 18, 20, 179.
LIDOIRE (La) : 9, 10, 459.
LIGUEUX : 29, 31, 106, 365, 399, 429.
LIMAGNE (La) : 92.
LIMARGUE (Le) : 69, 124, 150, 186, 315-
317, 331.
LIMEUIL : 7, 12, 17, 19, 102, 175, 199,
201, 215, 219, 435, 452.
LIMEYRAT : 99, 107, 368, 370.
LIMOGES : 8, 11, 125, 127, 171, 172,
187, 255, 261, 301, 302, 305, 416.
LIMOGNE : 427.

LIMOUSIN : 3, 5, 7, 8, 10-16, 22, 23, 26, 28, 33, 35, 38, 42, 45, 47, 49-51, 57, 58, 60, 61, 64-66, 69, 75, 85, 87, 88, 90-98, 114, 118, 119, 122, 123, 125-127, 130, 133-139, 147, 149-155, 159, 160, 168, 170-172, 174, 176, 177, 179, 184, 187, 199, 200, 229, 235-238, 240, 245, 255, 256, 280, 289, 291, 300-302, 305, 308, 311, 316, 318, 319, 322, 335, 342, 347, 353, 359, 362, 364, 370, 380, 395, 418, 422, 452, 457, 459, 460, 478, 479, 481, 482.

LINARD : 235.

LINÉ : 122.

LINIÈRES : 101, 121.

LIORAC : 138, 147, 157, 183, 430, 431, 477.

LISLE : 31, 162, 199, 437.

LISTRAC : 153, 163, 164.

LOGNE (La) : 321.

LOIRE (La) : 180, 204, 209, 229.

LOLME : 464, 465, 467, 470, 473.

LOQUESSIE : 147.

LORRAINE (La) : 329, 379, 471.

LORSERIE : 326.

LOT (Le) : 7, 9, 17, 71, 92, 95, 97, 101, 103, 111, 123, 127, 138, 151, 153, 157, 168, 170, 179, 184, 186, 200, 239-241, 260-263, 267-271, 359, 377, 378, 396, 412, 414, 429, 439-441, 451, 478.

LOT-ET-GARONNE (Le) : 11.

LOUBÉJAC : 109.

LOUBÈS-BERNAC : 9, 185, 476, 477, 478.

LOUBIGNAC : 63, 67, 72, 77, 81, 327.

LOUE (La) : 5, 8, 13, 14, 54, 82, 85, 87, 91, 129, 165, 172, 183, 187, 234-237, 253, 254, 292, 300, 301, 305-307, 309, 315, 316, 319, 324, 325, 326, 340, 347, 350, 351, 352, 367, 452, 481.

LOUIGNAC : 320.

LOURDE (La) : 8, 15, 81, 82, 320, 321, 325, 326.

LOUYRE (La) : 7, 37, 106, 167, 439.

LOUVE (La) : 344.

LUBERSAC : 151, 172.

LUDIÉRAS : 248, 254.

LUSSAC : 392.

LUSSAS-ET-NONTRONNEAU : 175, 353.

LUSSAUD : 184.

LUXEMBOURG : 381.

LUZECH : 261, 262, 263, 268.

LUZÉGE (La) : 125.

M

MACHECOUL : 271.

MADAGASCAR : 135.

MADELEINE (La) : 208, 445, 450.

MAGNAC : 213.

MAINE (Le) : 65, 122, 222, 344, 345, 387.

MAINE (Bas) : 21.

MAISON-ROUGE : 183, 237.

MAISONS (Les) : 236, 344.

MAISONNAIS : 49, 50, 53, 248.

MAINXE : 263, 264, 265, 269.

MAIZERAUDS (Les) : 244.

MALBRUNET : 222.

MALEMORT : 255.

MALMUSSON : 219.

MALVIE (La) : 114.

MALZIEU (Le) : 124.

MANAURIE : 7, 184, 393, 435, 481.

MANDACOU : 468, 470.

MANDARAUX (Les) : 245.

MANDON : 422.

MANOBRE : 225, 226, 374-377, 407, 418, 420, 424.

MANOIR (Le) : 7, 106, 368, 369, 391, 401, 431, 435, 436, 481.

MARAFRET : 305.

MAREUIL : 11, 16, 70, 97-100, 111, 114, 149, 161, 165, 178, 180, 183, 314, 362, 382, 383, 384-386, 389, 390, 395, 396, 399, 429, 434, 436, 442.

MAREUIL DE SOUILLAC : 218.

MARMANDE : 204, 214, 267, 269, 271, 272.

MARMINIAC : 70, 97, 102, 359, 377-379.

MAROC (Le) : 195.

MARONNE (La) : 126.

MAROUTIE (La) : 210.

MARQUAY : 38, 146, 167.

MARQUOIL : 62, 311.

MARRAKECH : 414.

MARSAC : 199.

MARSINGEAC : 77, 78, 326, 331.

MARTEILLE (La) : 101.

MARTEL : 9, 101, 122, 146, 169, 186, 219, 333, 334, 354, 427.

MARTHRES (Les) : 101.

MARVEJOLS : 170.

MASCIAT : 70, 179, 180, 185, 186, 225, 226, 372, 374, 375, 418, 420.

MAS-DEL-BOS : 122.

MAS-DU-CAUSSE : 122, 141.

MAS-DEL-SARTRE : 222, 224, 355.

MASSIF CENTRAL : 3, 7, 8, 13, 14, 23, 26, 33, 36, 42, 51, 52, 54, 65, 78, 84, 85, 92, 95, 107, 112, 119, 120, 124, 126, 127, 129, 130, 133, 135, 151, 153, 154, 156-160, 164, 169, 170, 174, 176, 177, 179-182, 186-192, 195, 196, 198, 199, 203, 240, 249, 251, 256, 257, 262, 273, 277, 280, 282, 284, 294, 298, 307, 314-316, 318, 321, 322, 325, 337, 366, 370, 376, 381, 387, 403, 409, 410, 418, 422, 427-430, 432, 434, 437, 448, 458, 479, 480, 481.

MASVEYRAND : 49, 50.
 MATHES (Les) : 283.
 MAURENS : 18, 144, 166, 183, 455, 457, 459.
 MAURIAC : 103.
 MAUROUX (Les) : 97, 103, 109, 123, 185, 261, 404.
 MAUZAC : 19, 27, 36, 37, 107, 145, 201, 203, 205, 207, 212, 213, 215, 230, 241, 246, 250, 251, 253, 268, 272, 281, 283, 289, 441, 444, 445-451, 462.
 MAVALEIX : 303.
 MAYAC : 344, 347, 348, 349, 350, 351.
 MAYNE-DEL-REY : 477.
 MAZAIRAUDS (Les) : 325.
 MÉDITERRANÉE : 270, 274.
 MÉDOC (Le) : 131, 150, 153, 163, 173, 178, 179, 181, 182, 184, 188, 195, 232, 238, 249, 260, 265-269, 271-273, 281.
 MÉLANIE : 175.
 MELLE : 76.
 MENADIÈRE (La) : 247.
 MENDE : 151.
 MÉNESPLET : 227.
 MENESTÉROL : 227, 230.
 MENSIGNAC : 7, 106, 234, 435.
 MERCUÈS : 239, 261, 262.
 MERCULOT : 204.
 MERIGNAC : 271.
 MERLANDE : 392.
 MERLERIE : 230, 231.
 MERMEIX : 89, 105, 244.
 MEUSE (La) : 380, 470.
 MEYRAIS : 167, 392.
 MEYZE (La) : 187, 188.
 MIALLET : 13, 49, 50, 57, 149, 255, 293, 294, 296, 306, 308, 309.
 MILHAC-DE-NONTRON : 41, 49, 50, 57, 58, 69, 87, 98, 122, 148, 303, 319-323, 353.
 MILLEVACHES : 66, 479.
 MIRANDES (Les) : 438.
 MIREMONT : 407.
 MISSISSIPI : 447.
 MOLIÈRES : 37, 432.
 MONBAS : 474, 477.
 MONBAZILLAC : 18, 142, 145, 157, 167, 185, 203, 209, 210, 211, 465, 466, 467, 469-474, 476-478.
 MONBOS : 185.
 MONCHENIL : 184, 247.
 MONCIBRE : 62-65, 310.
 MONCLÉRA : 102, 378.
 MONEY : 81.
 MONFAUCON : 9, 18.
 MONGUYARD : 469.
 MONJIAUD : 337.
 MONMADALÈS : 468, 470.
 MONMARVÈS : 474.

MONPAZIER : 9, 18, 39, 67, 108, 137, 138, 141-143, 145, 167, 185, 314, 359, 404, 456, 467, 468, 473.
 MONSAC : 137, 142, 465-467, 470.
 MONSAGUEL : 468, 474.
 MONSEC : 383, 385, 392.
 MONSEMPRON : 70, 97.
 MONTAGNAC-D'AUBEROCHE : 27, 140, 147, 342, 347.
 MONTAGNAC-LA-CREMPSE : 103.
 MONTAGNE LIMOUSINE (La) : 65, 69, 92, 125-127, 152, 285, 479.
 MONTAGNE NOIRE (La) : 53, 170.
 MONTAGRIER : 241, 242, 244, 245, 253, 400-402.
 MONTALIVET : 271.
 MONTANGEIX : 204.
 MONTARDIE (La) : 306, 383.
 MONTAUBAN : 261.
 MONTAUT-D'ISSIGÉAC : 474.
 MONTCABRIER : 442, 444.
 MONTCHABROL : 15, 49, 50, 54, 57, 61, 64, 81, 84, 118, 147, 148, 166, 167, 184, 235, 300-302, 306, 307, 310-312, 319-321.
 MONTCLARD : 147, 430.
 MONT DORE : 92, 176, 177.
 MONTEIL (Le) : 78, 81, 82.
 MONTÉRICOURT : 308.
 MONTENDRE : 192.
 MONTFERRAND-DU-PÉRIGORD : 37, 103.
 MONTFLANQUIN : 469.
 MONTFORT : 217, 442.
 MONTIGNAC : 9, 97, 107, 112, 166, 311, 372, 399, 400, 418, 437, 438, 440, 444, 447.
 MONTELLIER : 21.
 MONTELLIER-LE-VIEUX : 420.
 MONTPON : 3, 9, 27, 196, 206, 207, 227-234, 241, 242, 248, 250, 252, 253, 263, 266, 267, 269, 270, 272.
 MONTREJEAU : 259.
 MORANDIE (La) : 188.
 MORÉLIE (La) : 188, 221.
 MORÉTIE (La) : 72.
 MORET : 339.
 MORTEMART : 107.
 MORVAN : 14, 74, 87, 90, 315.
 MOSELLE (La) : 334, 380.
 MOTHE-DE-BADEFOLS (La) : 213.
 MOTHE (La) DE VILLAC : 311.
 MOTHE-FÉNELON (La) : 95, 101, 218, 225, 359, 372.
 MOULEYDIER : 37, 103, 106, 128, 139, 283, 314, 452, 456, 461, 463, 464.
 MOULIN-NEUF : 227, 229, 434.
 MOUSTIER (Le) : 27, 209, 219, 244, 256, 257, 260, 269, 285, 289, 442, 453.
 MOUTHE (La) : 210.

MOUZENS : 101, 392, 393, 435, 441, 444, 450, 451.

MUGUET (Le) : 325, 326.

MUSCLE : 293.

MUSSIDAN : 18, 20, 67, 106, 138, 142, 143, 161-163, 199, 200, 204, 205, 230, 234, 238, 249, 253, 266-269, 281, 289, 359, 402, 440, 456, 457, 461.

N

NABIRAT : 377.

NADAILLAC-LE-SEC : 9, 70, 146, 150, 167, 169, 184, 222, 224, 274, 354, 356-358.

NAILHAC : 69, 81-84, 326, 329, 331, 338.

NANTHEUIL : 49, 50, 54, 55, 86, 88, 89, 107, 183, 235, 293, 300, 321.

NANTHIAT : 69, 71, 72, 75, 86-92, 98, 148, 183, 292, 323.

NANZAC : 324.

NARDOUX (Les) : 214, 222, 283.

NAUDOUX (Les) : 283.

NAUSSANNES : 470.

NAUVE (La) : 459.

NAUZE (La) : 9, 146, 185, 430, 432, 435.

NAZAC : 72, 86.

NÉA (Le) : 226, 373, 374, 439, 441.

NÉBOULE : 64.

NÉGRERIE (La) : 389.

NÉGRONDES : 31, 69, 97-99, 106, 122, 142, 143, 149, 343, 353.

NÉPOUX : 64.

NÉRIGÉAN : 272.

NEUFCHATEL : 382.

NEUILLIE (La) : 364, 383-385.

NEUVIC : 20, 102, 103, 204, 229, 233, 250, 283, 440, 445.

NEXON : 3, 171.

NEYRAC : 262, 263.

NIBOUS (Les) : 62, 65, 83, 147, 166, 310.

NIVERNAIS : 23.

NIZONNE (La) : 7, 10, 11, 16, 101, 105, 173, 200, 281, 314, 353, 359, 364, 383-385, 390, 391, 400, 434.

NOJALS : 470, 473, 474.

NONTRON : 7, 11, 12, 14, 36, 49-58, 67, 69, 71, 72, 74, 87, 89, 90, 92, 93, 94, 97, 105, 118, 154, 161, 165, 171, 196, 199, 200, 247, 248, 292, 293, 295-300, 303, 314, 320, 322, 323, 331, 332, 337, 340, 353, 359, 384, 404, 412, 478.

NONTRONNAIS : 10, 12, 13, 16, 27, 54, 57, 75, 76, 90, 94, 105, 117, 126, 155, 156, 177, 182, 198, 200, 246, 253, 280, 290, 295, 297, 298, 300, 301, 308, 311, 312, 316, 317, 333, 336, 353, 355, 364, 396, 429, 434, 456.

NORMANDIE : 382.

NOTRE-DAME DE SANILHAC : 401.

NOUAILLETTE (La) : 62, 82, 184.

NOUJARÈDE (La) : 245, 354.

NOYER (Signal du) : 86, 91.

O

OBJAT : 58.

OGRE : 122.

OLERON (Ile d') : 265.

ORLIAGUET : 97, 108, 109, 334, 354, 358.

OUISSÉ (L') : 218, 220, 239, 257.

P

PADIRAC : 406, 427.

PAGERAL : 256, 257.

PALEY : 338.

PALEYRAT : 103.

PALUELS (Les) : 441.

PARCOUL : 199, 461.

PARIS : 404.

PARNAC : 262.

PARRANQUET : 39.

PAS-DE-L'ANGLAIS (Le) : 282, 391.

PAS-DU-RAYSSE (Le) : 218, 239, 356.

PAUILLAC : 134, 143, 153, 154, 173, 266.

PAULIN : 70, 122, 146, 356, 359, 371-373, 376.

PAUNAT : 204, 435.

PAUSSAC : 149, 165, 387, 399, 442.

PAYS-DE-BRAY : 363, 382, 387, 395, 396, 444, 453.

PAYRAC : 101, 122, 124.

PAYRIGNAC : 375.

PAYZAC : 8, 12, 51, 57, 117, 237, 292, 293, 303.

PAZAYAC : 321, 330.

PAYS-AU-BOIS-DE-BELVÈS : 9, 132, 140, 145, 155.

PECH (Le) : 211.

PECHALFOUR : 393.

PÉCHANDPAIL : 121, 394.

PECH-DE-DOGNON : 147.

PECH-DE-L'AZÉ : 418.

PÉCHÈRE (La) : 219.

PECHGOUYRAN : 355.

PECH-GROS : 372, 374.

PECH-MÉJA : 394.

PÉNÉTIE (La) : 204, 215, 222,

PENSOL : 49, 50, 53, 149, 187, 292.

PÉRIGORD (Le) : (Non relevé).

PÉRIGUEUX : 3, 5-8, 10-13, 16, 19-21, 26, 27, 46, 70, 111, 147, 148, 159, 161, 163, 165, 168, 174, 175, 183, 185, 196, 200, 202, 204, 227, 233-236, 238, 241, 243, 250, 280, 284, 305, 311, 315, 319, 360, 361, 387, 391, 396, 400-402, 404, 406, 411, 414, 428-431, 435, 440-442, 444, 445, 450, 451, 453, 476, 481.

PERPEZAC : 81.
 PESCHEYROUX : 450.
 PETIT-BERSAC : 162, 199, 200.
 PETIT-MAINE : 82.
 PEYRAVON : 175.
 PEYRENÈGRE : 355.
 PEYRIGNAC : 70, 76, 83, 84, 109, 184,
 310, 326.
 PEYRILLAC : 9, 334, 374.
 PEYRONNELLE : 211.
 PEYRONNIE (La) : 245.
 PEYSSAC : 245.
 PEYTAVIT : 212.
 PÉZULS : 222, 435.
 PIAULET : 149, 151, 308, 309.
 PIC (Le) DE ST-PARDOUX : 89.
 PIC (Le) DE ST-SAUD : 293.
 PIC (Le) DE VAUNAC : 122.
 PICARDIE (La) : 21, 284, 382.
 PICAUDIE (La) : 89.
 PICHENEY : 364.
 PIÉGUT : 294, 296, 297, 479.
 PIERREFICHE : 57.
 PIGEON (Le) : 218.
 PILLES (Les) : 99, 140, 365, 366.
 PINEUILH : 211.
 PLAGNES (Les) : 165.
 PLANÈZE (La) : 204.
 PLANTIER (Le) : 86, 237.
 PLAZAC : 302, 400, 413.
 PLEINEFAGE : 122.
 POITOU (Le) : 89, 93, 180.
 POMÉLIE (La) : 301.
 POMEROL : 270.
 POMPORT : 469, 471.
 PONCHAPT : 9, 18, 456.
 PONTARNAUD : 384, 385.
 PONTOURS : 212, 438.
 PONT-ROMIEU : 401, 404, 410, 424.
 POPERDU : 72, 87, 299.
 PORCHÈRES : 230.
 PORTUGAL (Le) : 195.
 PORT-SAINT-FOY : 211.
 PRATS-DE-CARLUX : 101, 286.
 PRATS-DE-PÉRIGORD : 416, 422.
 PRAYSSAC : 377, 378.
 PRÉALPES (Les) : 480.
 PRÉMILHAC : 86, 293, 323.
 PRESSIGNAC : 37, 403.
 PREYSSAC : 49, 50, 54, 69, 85, 88, 106,
 148, 165, 292, 317, 324, 330, 331.
 PRIEURÉ (Le) : 89.
 PROISSANS : 184.
 PROUMEYSSAC : 406, 407.
 PROVENCE (La) : 22.
 PRUNERÈDE : 348.
 PUCH (Le) : 283.
 PUCHET : 78.
 PUCH-DE-TRIEUX : 404, 405.
 PUDE (La) : 286, 287, 390.

PUIFFÉ : 308.
 PUY-DE-L'ÂNE : 294, 309, 310, 312.
 PUY-D'ARNAT : 245.
 PUY-D'AUZON : 147, 149, 167, 340, 341.
 PUY-BOUCHER : 342, 347.
 PUY-BRUCHAUMIÈRE : 439.
 PUY-CHENY : 429.
 PUY-CHÉTIF : 301.
 PUY-CORNU : 293, 296, 300, 301, 307,
 320, 322.
 PUY-COUNIEUX : 8, 38, 125, 149, 151,
 171, 172, 308, 309.
 PUY-DONON : 147, 166, 174, 183.
 PUY-L'ÉVÊQUE : 71, 97, 109, 168, 260-
 262, 359, 364, 377, 380, 381, 396.
 PUY-FAYARD : 365.
 PUY-FEBERT : 188, 347.
 PUY-DE-FOURCHES : 106, 148, 165, 180,
 386, 401, 406.
 PUY-GUILHEM : 185, 456, 464, 473, 476-
 478.
 PUY-JOUBERT : 245.
 PUY-LAGARDE : 147, 149, 167.
 PUY-LOUBARD : 364.
 PUY-DE-MERLAN : 144.
 PUY-MOGER : 247.
 PUY-PELAT : 245.
 PUY-POUCHET : 242.
 PUYRÉNIER : 98, 364.
 PUY-ST-FRONT : 20.
 PUY-ST-JEAN : 321.
 PUY-SEGENAY : 49, 50, 324.
 PUY-EN-VELAY : 320.
 PYRÉNÉES : 42, 95, 112, 118, 137, 143,
 151, 160, 164, 182, 259, 282.

Q

QUERCY (Causses du) : 5, 8, 12, 13, 15, 17,
 21, 26, 27, 38, 42, 69, 70, 95-97, 100-
 102, 108, 109, 111, 122-127, 130, 134,
 135, 138, 139, 146, 150-152, 159, 161,
 168-174, 179, 184-188, 217, 225, 239,
 241, 254, 255, 257, 259-261, 269, 272,
 285, 289, 290, 314-316, 329, 333, 334,
 342, 344, 345, 354, 356, 359, 362-364,
 370-373, 377, 379, 380, 387, 395, 400,
 402-405, 412-414, 421, 427-430, 439,
 441, 451, 452, 477.
 QUEUE-D'ÂNE (La) : 91, 245, 305, 307,
 309, 325.
 QUEYRELIE (La) : 339.
 QUEYRERIE (La) : 447.
 QUEYRIE (La) : 283.
 QUINSAC : 114, 180, 244, 245, 365, 398,
 431, 440.

R

RAFFY : 374.
 RAGEAC : 247.
 RAMEFORT : 245.
 RAMIÈRE (La) : 150.
 RAMPIEUX : 145, 473, 476, 477.
 RAMPINSOLLE (La) : 391.
 RASTIGNAC : 76, 324, 326.
 RAULY : 210, 218, 230, 231.
 RAYET : 466.
 RAZAC-d'EYMET : 19.
 RAZAC-DE-THIVIERS : 245.
 RAZAC-SUR-L'ISLE : 235.
 RÉ (Ile de) : 265.
 RECLUS (Le) : 244.
 REDON : 78, 324, 338.
 REDONDE (La) : 101, 114, 115, 129, 392, 393, 435.
 RÉGE (La) : 213, 221, 222, 283, 411.
 REILHAGUET : 122.
 RENAUDIE (La) : 60, 64, 371.
 RENNES : 313.
 REPAIRE (Le) : 87.
 RETZ (Pays de) : 273.
 REYNIE (La) : 99.
 RHIN (Le) : 447.
 RHUE (La) : 259.
 RIBACNAC : 471.
 RIBÉRAC : 3, 7, 11, 12, 16, 26, 27, 70, 104, 105, 149, 155, 161, 178, 252, 253, 290, 313, 360, 401-404, 407, 412, 429, 452.
 RIBÉRACOIS : 13, 16-18, 21, 35, 105, 126, 152, 159, 165, 177, 179, 180, 183, 196, 200, 206, 291, 313, 315, 359, 361, 362, 382, 389, 396, 402, 403, 405, 406, 409, 410, 426, 446.
 RIBEYRIE (La) : 122, 365.
 RIGNAC : 372, 374.
 RIVE-BASSE (La) : 217.
 RIVES : 466.
 RIZONNE (La) : 18, 144, 456, 457.
 ROCAMADEL : 225, 375, 420, 426.
 ROCHE (La) : 387.
 ROCHEBEAUCOURT (La) : 159, 333, 383, 403, 429.
 ROCHE-BLANCHE (La) : 56.
 ROCHEFORT : 264, 266.
 ROCHE-CHALAIS (La) : 152, 243, 248, 266, 281, 401.
 ROCHELLE (La) : 434.
 ROCHE-L'ABEILLE (La) : 187.
 RODAS : 235.
 RODEZ : 124, 134.
 RONGÉRAS : 172.
 ROQUEBROU (La) : 125, 170, 188.
 ROQUE-GAGEAC (La) : 445, 451-453.
 ROSSIGNOL : 383, 406.
 ROUCHOU : 339.

ROUERGUE (Le) : 316.
 ROUFFIAC : 383.
 ROUFFIGNAC : 27, 33, 71, 100, 138, 139, 147, 401, 430.
 ROUFFIGNAC-DE-SIGOULÈS : 474.
 ROUQUET (Le) : 213.
 ROUFFILLAC : 374.
 ROUMAYÈRE : 416, 422, 423.
 ROUQUETTE : 467, 469, 471.
 ROUSSELIE (La) : 243.
 ROYAN : 104, 267, 270.
 RUYÈRE : 324.
 RUCHE (La) : 121, 390, 434.
 RUEMONDIE (La) : 322.

S

SABADEL : 123.
 SABLAS (Le) : 211.
 SABLOU (Le) : 431.
 SAGELAT : 286, 416, 424.
 SAILLANT (Le) : 255, 256.
 ST-ACHEUL : 260.
 ST-AGNE : 107, 456.
 ST-AIGNAN : 326, 329.
 STE-ALVÈRE : 33, 37, 71, 102, 103, 107, 111, 114, 115, 142, 166, 168, 201, 221, 290, 294, 402, 403, 405, 406, 409, 411, 416, 426, 438, 481.
 ST-AMAND-DE-COLY : 99, 167, 373, 377.
 ST-AMAND-DE-VERGT : 405.
 ST-ANTOINE-D'AUBEROCHES : 100, 369.
 ST-ANTOINE-DE-L'ISLE : 456.
 ST-AQUILIN : 106, 161, 163, 180.
 ST-ASTIER : 20, 26, 106, 204, 233, 250, 253, 268, 283, 401, 455.
 ST-AUBIN-DE-CADELECH : 469, 471.
 ST-AUBIN-DE-LANQUAIS : 467.
 ST-AULAYE : 67, 105, 138, 141, 145, 162, 163, 314, 359, 456.
 ST-AVIT-DU-MOIRON : 211.
 ST-AVIT-SÈNIEUR : 107, 108, 145.
 ST-BARTHÉLEMY-DE-BELLEGARDE : 152, 231, 458.
 ST-CAPRAISE-D'EYMET : 473, 474.
 ST-CAPRAISE-DE-LALINDE : 107.
 ST-CASSIEN : 470, 473.
 ST-CÉRÉ : 154, 316, 317, 341.
 ST-CERNIN-DE-BERGERAC : 208.
 ST-CERNIN-DE-LABARDE : 137, 142, 145, 185, 456-470, 472, 474, 477.
 ST-CERNIN-DE-L'HERM : 284.
 ST-CHAMASSY : 175.
 ST-CHRISTOPHE-DE-BERGERAC : 209, 232.
 ST-CHRISTOPHE-DE-DOUBLE : 456, 457.
 ST-CIRQ : 70, 382, 392, 393, 435, 437.
 ST-CRÉPIN-DE-CARLUCET : 262, 374.
 ST-CRÉPIN-DE-RICHEMONT : 98, 105, 141, 165, 389, 434.

STE-CROIX-DE-BEAUMONT : 359.
 STE-CROIX-DE-MAREUIL : 97, 98, 105, 121, 383, 385.
 ST-CYBARD : 100.
 ST-CYBRANET : 97, 102, 359, 377, 439.
 ST-CYPRIEN : 70, 96, 97, 101, 102, 104, 107, 108, 111, 112, 120, 123, 129, 140-142, 146, 167, 180, 204, 283, 284, 286, 334, 354, 357, 359, 362, 392, 393, 395, 396, 399, 435-438, 440-443, 450, 451.
 ST-CYR-LES-CAMPAGNES : 12, 57, 148.
 ST-CYR-MADELON : 102, 435, 439, 441.
 SAINTES : 102, 104.
 ST-ESTÈPHE : 294, 297-299, 334.
 ST-ETIENNE-DES-LANDES : 109, 142.
 STE-EULALIE-D'ANS : 237, 319, 347, 350.
 STE-EULALIE-D'EYMET : 470, 472.
 ST-FÉLIX : 103.
 STE-FEYRE : 151, 172.
 STE-FOY-LA-GRANDE : 9, 18, 206, 227, 228, 230, 249, 264, 266, 267, 464, 466.
 STE-FOY-DES-VIGNES : 211.
 ST-FRONT-D'ALEMPS : 431.
 ST-FRONT-DE-PRADOUX : 144, 144.
 ST-FRONT-LA-RIVIÈRE : 96-98, 114, 122, 244, 354.
 ST-FRONT-SUR-LÉMANCE : 70, 103, 108, 121, 394, 442.
 ST-FRONT-SUR-NIZONNE : 434.
 ST-GENIÉS : 373.
 ST-GEORGES-DE-BLANCANEIX : 9, 18, 455.
 ST-GEORGES-DE-PÉRIGUEUX : 234, 391.
 ST-GEORGES (Signal de) : 117, 146, 167, 174, 184, 393.
 ST-GERMAIN-DE-BELVÈS : 168.
 ST-GERMAIN-DES-PRÉS : 86, 89, 237, 320, 342, 343, 350-352.
 ST-GERMAIN-LES-BELLES : 172.
 ST-GERMAIN-LES-BELLES-FILLES : 109.
 ST-GERMAIN-ET-MONS : 210, 212.
 ST-GERMAIN-DU-SALEMBRE : 130, 131, 455.
 ST-GÉRAUD-DE-CORPS : 459.
 ST-GEYRAC : 404, 413.
 ST-GOND : 380.
 STE-HÉLÈNE : 124, 151, 153.
 ST-HILAIRE-DE-TOURTOIRAC : 324, 337.
 STE-INNOCENCE : 471.
 ST-JAMES : 162.
 ST-JEAN-DE-COLE : 14, 33, 71, 87, 91, 244, 245, 307, 316, 319, 320, 333, 348, 353, 429, 444.
 ST-JEAN-D'EYRAUD : 144, 166, 455, 459.
 ST-JORY-DE-CHALAIS : 49-51, 56, 118.
 ST-JULIEN-PRÈS-BORT : 188.
 ST-JULIEN-DE-BOURDEILLES : 409.
 ST-JULIEN-DE-CREMPSE : 166.
 ST-JULIEN-DE-LAMPON : 218, 374, 377, 438.

ST-JULIEN-DE-MÉDOC : 184, 269, 271.
 ST-JUST : 70, 101, 105, 114, 121, 387, 441, 442.
 ST-LAURENT-DE-CASTELNAUD : 377, 381.
 ST-LAURENT-DES-HOMMES : 230, 231.
 ST-LAURENT-LA-VALLEE : 357, 359.
 ST-LAURENT-DU-MANOIR : 166.
 ST-LAURENT-D'OLT : 170, 186, 187, 262.
 ST-LAURENT-DES-VIGNES : 209, 230, 232, 238, 474.
 ST-LAZARE : 69, 71, 76-79, 327, 329.
 ST-LÉON-D'ISSIGEAC : 470, 472.
 ST-LÉON-SUR-L'ISLE : 228.
 ST-LÉON-SUR-VÈZÈRE : 100, 184, 219, 220, 450.
 STE-L'HEURME : 192.
 ST-LOUIS-DU-MISSISSIPI : 447.
 ST-MARCEL : 394.
 STE-MARIE-DE-FRUGIE : 156.
 ST-MARIENS : 159, 173, 179.
 ST-MARTIAL-D'ALBARÈDE : 234.
 ST-MARTIAL-D'ARTENSET : 228.
 ST-MARTIAL-DE-NABIRAT : 123, 377, 432.
 ST-MARTIAL-LABORIE : 235, 324.
 ST-MARTIAL-DE-VALETTE : 14, 49, 69, 89, 247, 320, 333, 336, 353.
 ST-MARTIN-DE-CERVEIX : 326.
 ST-MARTIN-DES-COMBES : 394.
 ST-MARTIN-DE-FRESSENGEAS : 33, 57; 69, 71, 72, 75, 85, 87, 88, 90, 129, 159, 162, 244, 293, 309, 323, 325, 337.
 ST-MARTIN-DE-GURÇON : 456, 458.
 ST-MARTIN-DE-LIMEUIL : 219.
 ST-MARTIN-LE-PEINT : 72, 87, 182, 334, 353.
 ST-MARTIN-DE-REDON : 103.
 ST-MARTIN-DE-RIBÉRAC : 103.
 ST-MÉARD-DE-DRONNE : 9, 18.
 ST-MÉARD-DE-GURÇON : 9, 18, 456.
 ST-MÉDARD-D'EXCIDEUIL : 54, 85, 91, 234, 236, 319.
 ST-MÉDARD-DE-GUIZIÈRE : 232.
 ST-MÈME : 263, 264.
 ST-MÉMIN : 12, 54, 84, 147, 236, 237, 292-294, 296, 297, 301-303, 309, 310, 312.
 ST-MERD-LES-OUSSINES : 92.
 ST-MICHEL-DE-TOURTOIRAC : 148, 347.
 STE-MONDANE : 438.
 STE-NATHALÈNE : 373, 374.
 ST-NEXANT : 211, 212, 465-467, 469, 472.
 ST-NICOLAS : 26.
 STE-ORSE : 70, 76, 77, 79, 147, 166, 317, 319, 320, 324, 338, 339, 341, 342, 347.
 SAINTONGE : 5, 10, 13, 16, 18, 152, 173, 201, 271, 272.
 ST-ONGERS : 209, 210.

ST-PANCRACE : 35, 36, 39, 175, 365.
 ST-PANTALÉON : 220, 255, 321.
 ST-PANTALY-D'ÂNS : 165, 235, 343, 344, 347, 351.
 ST-PANTALY-D'EXCIDEUIL : 350.
 ST-PARDOUX-DE-BELVÈS : 432.
 ST-PARDOUX-LA-RIVIÈRE : 7, 13, 14, 49, 50, 57, 67, 88, 89, 106, 124, 142, 148, 159, 162, 163, 180, 244, 245, 250, 289, 292, 294, 297, 299, 308, 316, 319, 320, 323, 325, 331, 341, 354, 429.
 ST-PARDOUX-DE-MAREUIL : 182, 383.
 ST-PAUL-LA-ROCHE : 52, 55, 56, 58, 118, 159, 161, 171, 188, 293, 294, 305.
 ST-PERDOUX : 185, 467, 469, 470, 473.
 ST-PHILIPPE-DU-SEIGNAL : 211, 464, 466.
 ST-PIERRE-DE-CHIGNAC : 22.
 ST-PIERRE-DE-COLE : 98, 244, 245, 365, 386, 440, 444.
 ST-PIERRE-DE-FRUGIE : 57, 305, 308.
 ST-POMPON : 108, 123, 141, 334, 354, 357, 358, 377, 378.
 ST-PRIVAT : 141, 181.
 ST-PROJET : 97, 109, 122, 124.
 ST-QUENTIN-DE-CASTILLONNÈS : 469, 470.
 ST-QUENTIN-MARCILLAC : 38.
 ST-RABIER : 69, 76-79, 83, 84, 326.
 STE-RADEGONDE : 466, 470.
 ST-RAPHAËL : 85, 129, 148, 165, 342.
 ST-RÉMY : 9.
 ST-ROBERT : 15, 72, 81, 83, 147, 166, 246, 314, 326, 329.
 ST-ROMAIN-DE-THIVIERS : 51, 57, 106, 245, 302, 307, 309, 325, 337.
 STE-SABINE : 284.
 ST-SAUD-LACOUSSIÈRE : 52, 55, 118, 149, 245, 250, 293, 294, 296, 297, 299, 302, 313, 318, 322, 331.
 ST-SAUVE : 125, 152.
 ST-SAUVEUR-DE-BERGERAC : 145.
 ST-SAUVEUR-LA-LANDE : 18, 230, 231, 232, 359.
 ST-SEURIN : 227, 229.
 ST-SULPICE-D'EXCIDEUIL : 49, 50, 54, 55, 86-87, 300, 323.
 ST-SULPICE-D'EYMET : 464.
 ST-SULPICE-DE-MAREUIL : 364.
 ST-SULPICE-DE-ROUMAGNAC : 103, 144, 162.
 STE-TRIE : 12, 64, 301, 320.
 ST-VINCENT-DE-CONNEZAC : 130, 131, 144, 148, 456, 459.
 ST-VINCENT-DE-COSSE : 435.
 ST-VINCENT-SUR-L'ISLE : 233, 234, 252, 344, 350, 351.
 ST-VINCENT-LE-PALUEL : 439.
 ST-YRIEIX : 3, 5, 8, 51, 125, 134, 138, 139, 151, 171, 172, 188, 293, 306, 422.

ST-YRIEIX-LE-DÉJALAT : 152.
 ST-YZANS : 153, 173.
 SALAGNAC : 12, 43, 51, 60, 61, 64, 84, 167, 292, 293, 301.
 SALAMONIE (La) : 122.
 SALEGOURDE : 234, 283.
 SALEMBORE (Le) : 18, 144.
 SALIGNAC : 9, 11, 12, 21, 27, 33, 109, 128, 139, 150, 167, 184, 359, 371-373, 376-378, 381, 399, 439.
 SALLES-DE-GAUAUDUN : 359.
 SALOUJOURS : 224.
 SALVETAT (La) : 432.
 SALVETTE (La) : 208.
 SALVIAC : 334.
 SANAS : 49, 50, 54, 55, 59, 62, 84, 118, 148, 167, 293, 300.
 SANDOUGNE : 244, 256.
 SARCONNAT : 85, 236, 348.
 SARDAILLOUX : 394.
 SARLADAIS : 8, 13, 14, 17, 20, 21, 26, 28, 35, 38, 45, 96, 105, 114, 126, 129, 133, 147, 149, 155, 159, 161, 165, 169, 176, 179, 180, 185, 186, 198, 206, 225-227, 253, 274, 289-291, 293, 311, 313, 315, 334, 354, 356, 357, 359, 361, 377, 381-383, 393, 396, 399, 400, 402, 403, 405-407, 409, 410, 413-415, 418, 420-422, 424-427, 435, 437, 439, 453, 468, 471, 477, 481.
 SARLANDE : 8, 56, 148, 188, 237, 305, 306.
 SARLAT : 3, 10-12, 17, 25-27, 33, 71, 100, 102, 108, 111, 115, 138, 141, 142, 146, 159, 160, 167, 168, 174, 175, 179, 184, 218, 226, 294, 311, 313, 314, 333, 360, 373, 402, 407, 416, 418, 421, 424-426, 429, 442, 476.
 SARLIAC-SUR-L'ISLE : 15, 70, 97, 99, 106, 107, 122, 140, 183, 333, 342, 348-350, 352, 367-369.
 SARNAC : 88.
 SARRAZAC : 29, 31, 51, 55-57, 293, 302, 305, 309.
 SAUCATS : 271.
 SAUJON : 152.
 SAUMAGNES (Les) : 467.
 SAUSSIGNAC : 470.
 SAUVAGNAC : 242.
 SAUTERNES : 271.
 SAUVEBEUF : 212.
 SAUVETERRE (Causse de) : 170.
 SAUVETERRE-LA-LÉMANCE : 97, 108, 111, 115, 121, 141, 142, 170, 334, 362, 382, 393-396, 439, 442, 445, 449, 459.
 SAUZAC : 262.
 SAVIGNAC-LÉDRIER : 12, 57, 147, 177, 237, 284, 296, 309.
 SAVIGNAC-LES-ÉGLISES : 27, 70, 122, 196, 236, 237, 244, 250, 253, 343, 345-347.

SAVIGNAC-DE-NONTRON : 49, 50, 182,
247, 248, 254, 293, 298, 300.
SCEAU-ST-ANGEL : 105, 182, 183, 429.
SÉGALA (Le) : 65, 92, 123, 124, 126,
127, 134, 135, 150-152, 154, 160, 170,
172-174, 186, 192, 262, 316.
SEGONZAC : 15, 81, 83, 103, 105, 131,
142, 144, 161, 165, 178, 180, 192.
SÉGUR : 147, 172.
SEIGNAL (Le) : 456, 464, 467.
SEINE (La) : 400.
SELVES : 184.
SENCENAC : 385.
SÉOUNE (La) : 200.
SEPT-FONDS : 233, 236.
SER (Le) : 7, 76, 84, 310, 319, 321, 322,
324, 326, 329, 331, 338, 339, 341.
SERGEAC : 220, 445, 448.
SERRES : 469.
SERVANCHES : 152, 458.
SERVÉLIE : 183.
SÉVERAC : 413, 420.
SÉZÉLARD : 293.
SIGOULÈS : 9, 19, 185, 469, 471.
SIMEYROLS : 96.
SINGLEYRAC : 19, 471, 473, 474, 476,
477.
SION-VAUDÉMONT : 329.
SIORAC-DE-BELVÈS : 103, 217, 235, 359,
435, 450.
SIORAC-DE-RIBÉRAC : 141, 144, 148, 162,
235.
SIREUIL : 408, 409.
SOLOGNE (La) : 18, 187, 274.
SORGES : 22, 95, 96, 106, 114, 122, 124,
148, 165, 333, 345, 347-349, 359, 364-
366, 368, 369, 371, 378, 381, 399, 403.
SOTURAC : 123, 261-263.
SOUANNET : 145.
SOUCI (Le) : 404.
SOUDAN : 134, 136, 149.
SOUDAT : 49, 50, 53, 67, 69, 76, 87, 89,
91, 292, 316, 333, 334, 336, 353.
SOUDENAS : 84, 321.
SOUFFRIGNAC : 87, 246, 263.
SOUILLAC : 95, 120, 127, 217, 218, 220,
225, 226, 239, 257, 268, 286.
SOULLAGUET : 122.
SOULAC : 181.
SOULALÈVE : 213, 222.
SOUSENSAC : 477.
SOURDOIRE (La) : 150.
SOURZAC : 103, 440.
SOUSCEYRAC : 124.
SOUVIGNAC : 321.
SPONTOURS : 257.
SUDRIE (La) : 321.

T

TACHE (La) : 167.
TALERIE : 340.
TAMISIER : 392.
TAMNIÈS : 17, 38, 284, 287, 408, 409.
TARAVELLOU (Le) : 83, 184, 311, 320.
TARDOIRE (La) : 10, 49, 50, 53, 187, 241,
248, 252, 254, 255, 263, 299.
TARN (Le) : 441.
TEILLOTS (Les) : 8, 12, 83, 84, 320.
TEMPLE-DE-L'EAU (Le) : 81, 85, 235,
324.
TEMPLE-LAGUYON (Le) : 81, 82, 184.
TERRASSE (La) : 219.
TERRASSON : 3, 7, 15, 67, 69, 71, 74, 76,
79, 89, 91, 92, 99, 108, 139, 154, 171,
220, 251, 310, 311, 314, 316-318, 321-
323, 326, 329-332, 339-341, 372, 384.
TERRE PLAINE (La) : 315, 322.
TÉVENANS : 81.
TEYJAT : 53, 76, 89, 292, 316, 334, 336,
337, 353.
TÉZAC : 392.
THÉDIRAC : 169, 188.
THÉMINETTES : 124.
THÉNAC : 185, 476, 477.
THENON : 15, 16, 27, 70, 99, 100, 106,
107, 120, 138, 140, 142, 143, 147, 166,
184, 196, 289, 290, 295, 319, 322, 325,
333, 342, 348, 352-354, 359, 368-373,
396, 403, 430.
THÉOBON : 477.
THÉRAIN : 386.
THÈZE (La) : 103, 109, 442, 444.
THIVIERS : 7, 11, 13, 14, 25, 29, 31, 38,
49-52, 54, 56, 57, 60, 67, 70, 73, 84,
86-88, 90, 91, 94, 98, 105, 107, 117,
118, 125, 138, 148, 149, 154, 160, 162,
163, 165, 183, 187, 188, 196, 236, 237,
244, 245, 286, 289, 292, 293, 295, 300,
302, 303, 307, 308, 314, 316-320, 323,
325-328, 337, 340, 342, 343, 346, 352,
429.
THONAC : 219, 220, 437, 441, 444, 447,
449.
THURINGE (La) : 135.
TIRELOUBE : 83.
TOCANE-ST-APRÈ : 27, 241-244, 280,
281, 401, 452.
TONKIN (Le) : 407, 420.
TOUAT (Le) : 414.
TOULON (Le) : 233, 440.
TOUR-BLANCHE (La) : 11, 31, 33, 39, 71,
202, 387, 389, 390, 396, 398, 434, 442,
451.
TOURLIAC : 473.
TOURMENTE : (La) : 150, 316, 335, 340.
TOURNON-D'AGENAIS : 150, 188.
TOURON : 374.

TOURTOIRAC : 82, 85, 106, 235, 236,
319, 324, 337, 338, 339, 342, 343, 348,
349, 351.

TOUZAC : 260, 261, 262.

TRANSALVAT : 62, 65, 311.

TRAPPE (La) D'ECHOURNAC : 18, 183.

TRAPPE (La) DU GOT : 377.

TREIGNAC : 125, 126, 151, 152, 172,
188, 256.

TRÉLISSAC : 107, 162, 163, 202, 366, 367.

TRÉMOLAT : 103, 107, 108, 142, 204, 207,
213-215, 221, 233, 238, 283, 396, 404,
411, 438, 445.

TRIEUX (Le) : 297.

TRINCOU (Le) : 7, 16, 122, 199, 202, 365,
440.

TRONQUIÈRE (La) : 124.

TRUYÈRE (La) : 124, 151, 186, 263.

TUDE (La) : 10, 11, 173.

TUILLÈRE (La) DE CUBLAC : 64, 65, 72.

TUILLÈRE (La) DE NONTRON : 53, 87, 89.

TUILLÈRE (La) DE RAMPIEUX : 477.

TUILLIÈRES DE ST-CAPRAISE : 359, 450.

TULLE : 46, 125, 126, 150-152, 171,
172, 255.

TURENNE : 154.

TURSAC : 442, 445, 450.

U

URVAL : 102.

USSEL : 3, 479.

UZERCHE : 3, 125, 150, 151, 152, 171,
255.

V

VAL-DE-GERMIGNY (Le) : 14, 315, 322.

VALADE (La) : 56, 188, 387, 467.

VALADES (Les) : 175, 184.

VALEILLES : 122, 373.

VALENCE-D'ALBIGEOIS : 124, 151, 152.

VALETTE (La) : 321, 327.

VALEUIL : 100, 101, 104, 244, 385, 439,
444, 453.

VALLOUISE (La) : 305, 307, 308.

VALOIS (Le) : 329.

VARAIGNES : 87, 105, 247, 263, 280,
336, 337, 353, 355.

VARD (Le) : 77, 81, 310, 338.

VARENNES : 212.

VARENS : 150.

VAUCLAIRE : 230.

VAUNAC : 69, 98, 122, 159, 333, 347,
353, 359, 431.

VAURE (La) : 368, 369, 372.

VAURÉLIE (La) : 242.

VAURIE (La) : 147.

VAUX (Les) : 305.

VÉLINES : 9, 10, 12.

VENDÉE (La) : 265, 271.

VERDENÉY : 236.

VERDIER (Le) : 321, 326.

VERDON : 18, 212, 464, 466, 467.

VERDON (Le) : 104, 134, 153.

VERGT : 19, 20, 36, 106, 107, 131, 138,
139, 142, 147, 156, 159, 163, 166, 182,
183, 185, 196, 202, 360, 362, 401, 404,
410, 414, 430, 431.

VERGNIAS : 391.

VERMANT : 286.

VERN (Le) : 22, 183, 401, 404, 410, 424,
434, 481.

VERSAVAUX : 308.

VERTEILLAC : 16, 111, 115, 149, 286, 360,
389, 401.

VÉSONE : 10, 20, 234.

VET (Le) : 234.

VEYLATS : 150.

VEYRE : 79, 324, 338.

VEYRIGNAC : 9.

VEYRINAS : 309.

VEYRINES-DE-DOMME : 392.

VEYSSIÈRE (La) : 144.

VÉZACQ : 217, 438.

VÉZÈRE (La) : 5, 7-9, 11, 12, 15, 17, 19,
22, 26, 27, 38, 47, 63, 65, 66, 69-71,
75-77, 84, 92, 96, 99, 107, 111, 112,
125, 146, 147, 151, 153, 155, 166-169,
172, 174, 175, 184, 188, 198-201, 205,
214, 215, 219-222, 224, 228, 240, 252,
255-257, 274, 284, 287, 289, 310, 311,
321, 322, 326, 327, 330, 331, 339, 340,
346, 354, 356, 358, 359, 369, 371-373,
377, 392, 393, 408, 410, 415, 423, 425,
429, 434, 435, 437-445, 447, 449-453,
474, 479-481.

VIADÉL : 474.

VIALOTTE : 159, 171.

VIC-SUR-CÈRE : 125.

VIC-FÉZENSAC : 464.

VIDALLOUX : 326.

VIDEX : 60.

VIELLEMARE : 147, 161, 166, 310.

VIELLECOURT : 308, 309, 312.

VIENNE (La) : 8, 92, 308.

VIEUX-MAREUIL : 105, 383.

VIGAN (Le) : 97, 100, 101, 109, 139.

VIGNERAS : 237.

VIGNES (Les) : 387.

VILHONNEUR : 248, 253.

VILLAC : 15, 84, 166, 310, 311, 320, 321.

VILLAGRAINS : 153.

VILLAMBLARD : 36, 102, 106, 107, 142,
147, 162, 163, 182, 183, 430, 455.

VILLARS : 159, 440.

VILLEDIEU (La) : 60, 63, 65, 71, 72, 81,
311, 322.

VILLE-D'ORGUEIL : 103, 123, 185.
VILLEFRANCHE-DE-LONGCHAPT : 9, 18,
158, 231, 456, 457, 458.
VILLEFRANCHE-DE-PÉRIGORD : 9, 17, 71,
132, 140, 145, 159, 174, 185, 284, 314,
399, 406, 418.
VILLEFRANCHE-DE-ROUERGUE : 150, 151,
170, 186.
VILLEGONDON : 324.
VILLENEUVE-SUR-LOT : 9, 271, 465.
VILLERÉAL : 11, 449, 466, 467.
VILLESÈQUE : 150, 169.
VILLETOUTREIX : 102, 104.
VIONNEX : 214, 215, 283.
VIRE : 261.
VIROLLE (La) : 151, 153.
VITRAC : 445.

VIVARAIS : 65.
VOSGES (Les) : 74.
VOUTEZAC : 15.

W

WOËVRE (La) : 348, 379, 471.

X

XAINTRIE (La Haute) : 124, 126, 451.

Y

YELLOWSTONE : 407.

TABLE DES CARTES

	Pages
Carte I. — Carte géologique et régionale du Périgord	4
— II. — Limites du diocèse de Périgueux et du département de la Dordogne; courants de circulation et principales forêts	6
— III. — Répartition des terrains sédimentaires et des roches cristallines dans le Périgord septentrional.	50
— IV. — Le réseau des failles entre la Loue et la Cole	68
— V. — Le Bassin de Brive occidentale	73
— VI. — Le massif de Châtres et sa bordure sédimentaire	80
— VII. — Les accidents tectoniques du Périgord.	113
— VIII. — Surfaces d'érosion ou d'aplanissement en Périgord.	193-194
— IX. — Méandres et terrasses de la Dordogne, du Buisson à Mauzac	216
— X. — Relief structural du Périgord.	395
— XI. — Relief structural du Sarladais oriental.	419
— XII. — Vallée de la Dordogne en Sarladais : cluses et bassins	435

Tableau I. — Les surfaces d'érosion du Bassin aquitain septentrional.	190-191
Tableau II. — Les terrasses quaternaires du Bassin aquitain septentrional	275-276

TABLE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1. — Légende pour les coupes géologiques.	30
— 2. — Légende pour les surfaces d'érosion.	31
— 3. — Coupe géologique de Ligueux à Sarrazac.	32
— 4. — Coupe du dôme portlandien de Chapdeuil	33
— 5. — Synclinal de Sarlat et « Pays de Bray » de St-Cyprien	34
— 6. — Coupe de Saint-Martin de Fressengeas à St-Jean-de-Cole. . .	35
— 7. — Coupe géologique de Brantôme à Nontron	36
— 8. — Coupe Nord-Sud de la vallée de la Dordogne en aval de Mauzac	37
— 9. — Coupe Nord-Est-Sud-Ouest, de la forêt de la Bessède à la vallée du Dropt	39
— 10. — Coupe Nord-Sud du Bassin permien de Brive.	43
— 11. — La surface d'érosion cénomaniennne à l'Est de Sorges	43
— 12. — Coupe Nord-Sud à l'Ouest de Nontron.	45
— 13. — Schéma de trois niveaux d'érosion dans une vallée et sur une croupe	46
— 14. — Coupe Nord-Sud de Puy-Cornu à Boisseuil.	59
— 15. — Coupe Nord-Sud du Bassin de Brive à Hautefort	62
— 16. — Coupe Nord-Sud au Nord du massif cristallin de Châtres. . .	62
— 17. — Coupe Nord-Sud à l'Est du massif cristallin de Châtres . . .	63
— 18. — Coupe Nord-Sud à l'Ouest du massif cristallin de Châtres . .	76
— 19. — Coupe Nord-Sud de Nanthiat vers St-Germain-des-Prés . . .	86
— 20. — Les surfaces cénomaniennne et éocène dans la région de Saint- Pompon-Domme	102
— 21. — Gauchissements d'orientation varisque dans la surface céno- mannienne entre St-Cyprien et Daglan.	108
— 22. — Coupe de la boutonnière jurassique de Saint-Front et contact de la surface cénomaniennne et du Causse	109
— 23. — Coupe de Paunat à la Redonde.	114
— 24. — Coupe de Bergerac à Salignac.	117
— 25. — Coupe des Mignots et de St-Vincent à Chantérae	131
— 26. — Les surfaces éocène et oligocène dans le « Pays au Bois » de Belvès.	140
— 27. — Les niveaux d'érosion tertiaires dans la vallée de la Vézère au Bugue.	146
— 28. — Les niveaux d'érosion tertiaires autour de la vallée de la Beune en Sarladais	146
— 29. — Les niveaux d'érosion tertiaires autour de la vallée de l'Isle vers Jumilhac.	148
— 30. — Schéma des relations des trois surfaces d'érosion tertiaires du Nontronnais à la Double.	153
— 31. — Profils longitudinaux et ruptures de pente cycliques de la Dor- dogne et de ses affluents.	189
— 32. — Légende pour les terrasses des vallées.	202
— 33. — Déplacements successifs de l'Isle dans sa vallée à Neuviç . .	204

Fig. 34. — Interprétation morphologique du profil longitudinal du lobe de méandre de Trémolat.	205
— 35. — Interprétation morphologique du profil transversal de la vallée de la Dordogne à Bergerac.	208
— 36. — Interprétation morphologique de la vallée de la Dordogne à Souillac.	217
— 36 bis. — Panorama de la vallée de la Vézère au Bugue.	220
— 37. — Profil en long de la Rège.	221
— 38. — Profil en long de la Beune.	223
— 39. — Profil en long du vallon de Nadaillac.	223
— 40. — Coupe morphologique dans le Sarladais oriental, de Rocamadour aux Espioles.	225
— 41. — Coupe morphologique transversale de la vallée de l'Isle à Montpon.	227
— 42. — Interprétation morphologique du profil transversal de la vallée de l'Isle à Périgueux.	233
— 43. — Les terrasses de la Dordogne à Alles. Les terrasses de l'Isle à Bassillac, en amont de Périgueux.	238
— 44. — Interprétation morphologique du profil transversal de la vallée de la Dronne à Tocane-Saint-Apre.	242
— 45. — Interprétation morphologique du profil transversal de la vallée du Bandiat à Varaignes.	247
— 46. — Profils longitudinaux et ruptures de pente cycliques de la Vézère et de ses affluents.	258
— 47. — Interprétation morphologique du profil transversal de la vallée du Lot à Duravel.	261
— 48. — Interprétation morphologique et géologique du profil transversal de la vallée de la Dordogne à Libourne.	266
— 49. — Profil longitudinal de la Dordogne et de ses terrasses pliocènes et quaternaires.	278
— 50. — Profil longitudinal de la Garonne et du Lot et de leurs terrasses pliocènes et quaternaires.	279
— 51. — Coupes topographiques dans les régions de granite et dans les régions de gneiss.	304
— 52. — Côte de la Chabroulie, près de Hautefort.	329
— 53. — Le horst de Terrasson.	330
— 54. — Pente optimum d'une côte.	367
— 55. — Formation d'une côte par érosion régressive.	368
— 56. — Côte faillée d'Ajat.	371
— 57. — Le pech « Gros ».	375
— 58. — La côte de Marmignac.	378
— 59. — Synclinal perché de Pontarnaud.	384
— 60. — Les côtes du « Pays de Bray » de Chapdeuil.	388
— 61. — Coupe schématique d'une « combe ».	415
— 62. — Coupe de la caverne de Proumeyssac près du Bugue.	417
— 63. — La « plaine » de Bord près de Domme.	433
— 64. — Schéma de la formation d'un abri sous roche.	443
— 65. — Les côtes de calcaire oligocène à Rampieux.	475

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

	Pages
I. — Le Puy Counieux, au Nord de Dournazac.	40
II. — Le contact du Périgord et des Causses du Quercy à Saint-Pompon.	40
III. — Butte de calcaire à astéries à Gurçon.	40
IV. — La vallée de la Dronne et les hauteurs de Piaulet.	41
V. — La vallée de l'Auvézère et les plateaux de Savignac-Lédrier.	41
VI. — Plissements dans le Jurassique (calcaires bathoniens) près de La Boissière d'Ans.	41
VII. — Les hauteurs de Montagnac d'Auberôche	168
VIII. — Le Puy Donon, près du Bugue.	168
IX. — La vallée de la Vézère au Bugue.	168
X. — Les côteaux de Razac, près d'Eymet.	169
XI. — Les rapides de la Dordogne à Lalinde.	169
XII. — Les terrasses de la Dordogne à Trémolat	169
XIII. — Les terrasses de la Dordogne à Alles	250
XIV. — La vallée de la Dronne à Tocane-Saint-Apre.	250
XV. — La vallée de la Beune en amont des Eyzies	250
XVI. — Vue aérienne du bassin d'Excideuil.	251
XVII. — Crête de quartz au Puy-de-l'Ane.	251
XVIII. — Butte-témoin de Perpézac-le-Blanc dans le Bassin de Brive.	316
XIX. — La côte du calcaire bajocien à Hautefort	316
XX. — Escarpements de calcaire bathonien à Cubjac	316
XXI. — Collines de calcaire jurassique (Portlandien et Virgulien) près de Saint-Pompon.	317
XXII. — La côte de calcaire coniacien à Jayac.	317
XXIII. — La faille d'Ajat-Thenon (vue aérienne).	364
XXIV. — La côte de calcaire campanien à Cantillac.	364
XXV. — Un « down » de calcaire crayeux du Campanien dans la vallée du Vern, près de Grignols.	365
XXVI. — Les plateaux de calcaire coniacien en Ribéracois près de Goûts-Rossignols.	365
XXVII. — Une « combe » dans les calcaires maestrichtiens près de Mauzac.	365
XXVIII. — Un « cloup » à Vimont, près de Saint-Geyrac	412
XXIX. — Vue aérienne du relief structural du Sarladais, près de Domme.	412
XXX. — Vue aérienne des méandres de Trémolat	413
XXXI. — Escarpements de calcaires coniaciens et angoumois à Beynac.	413
XXXII. — Vallée de la Vézère aux Eyzies	444
XXXIII. — Escarpements de calcaires angoumois près de Brantôme	444

	Pages
XXXIV. — Escarpements de calcaires coniaciens à Montcabrier (Lot).	444
XXXV. — Escarpements de calcaires coniaciens à Bourdeilles. . . .	445
XXXVI. — Ravinement dans les argiles et les sables du Périgord, près de Saint-Angel.	445
XXXVII. — Blocs de grès dans la forêt de Liorac	445
XXXVIII. — Paysage dans la Double, près d'Échourgnac.	476
XXXIX. — Butte de calcaire de Saint-Cernin, près de Beaumont. . .	476
XL. — Escarpements de calcaire dans la vallée de la Gardonnette.	476
XLI. — Escarpements de calcaire de Saint-Cernin, à Conne de Labarde.	477
XLII. — Butte de calcaire de Monbazillac à Monbazillac.	477
XLIII. — Butte de calcaire aquitainien à Puyguilhem.	477

N. B. — Toutes les photographies sont de l'auteur, sauf la photographie IX (Palais de la carte postale à Limoges) et les photographies aériennes XVI, XXIII, XXIX et XXX (Collection de l'I. G. N., à Paris).

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION.	3
§ I. <i>Définition du Périgord.</i>	3
§ II. <i>Les limites du Périgord</i>	8
§ III. <i>L'unité périgourdine à travers les âges</i>	10
§ IV. <i>Les pays périgourdens</i>	12
1 ^o Le Périgord septentrional	13
2 ^o La dépression du Lias.	14
3 ^o L'Ouest du Bassin de Brive.	15
4 ^o Le causse périgourdin.	15
5 ^o Le Ribéracois.	16
6 ^o Le Sarladais	17
7 ^o La Double et le Landais.	17
8 ^o Le Bergeracois	18
9 ^o Le Périgord central.	19
§ V. <i>L'étude du milieu géographique périgourdin.</i>	21

LA MORPHOLOGIE DU PÉRIGORD.

Préambule. — DESCRIPTION DU RELIEF.	25
§ I. <i>Vue d'ensemble</i>	25
§ II. <i>Les détails</i>	26
a) Le dessin des vallées.	27
b) Collines et plateaux.	27
Conclusion	28

PREMIÈRE PARTIE. — TECTONIQUE ET RELIEF CYCLIQUE DU PÉRIGORD

Chapitre premier. — PROBLÈMES MORPHOLOGIQUES ET PROCÉDÉS D'ANALYSE.	29
§ I. <i>Réalité d'un relief cyclique périgourdin</i>	29
1 ^o Preuves morphologiques.	29
2 ^o Preuves tectoniques.	31
3 ^o Preuves lithologiques	33
4 ^o Les dépôts superficiels	35
Conclusion.	36

	Pages
§ II. <i>Complexité du relief cyclique périgourdin</i>	36
1 ^o Pluralité des niveaux d'érosion	36
2 ^o Degré d'évolution des niveaux d'érosion périgourdins	38
3 ^o Déformations des niveaux d'érosion	38
Conclusion	39
§ III. <i>Procédés d'analyse</i>	40
1 ^o Détermination de la genèse des reliefs cycliques	40
2 ^o Détermination de l'âge des reliefs cycliques	41
3 ^o Déformation des reliefs cycliques	42
4 ^o Exhumation des reliefs cycliques	44
5 ^o Rôle actuel des reliefs cycliques	45
Conclusion	47
Chapitre II. — TECTONIQUE DU PÉRIGORD SEPTENTRIONAL ET PÉNÉPLAINES PRIMITIVES	48
§ I. <i>Répartition des terrains primitifs</i>	48
1 ^o Limites des terrains primitifs en Périgord	48
2 ^o Les granites de Nontron et d'Excideuil	50
3 ^o Les granulites et les micaschistes	50
4 ^o Les gneiss et les leptynites	51
5 ^o Les schistes cristallins	51
Conclusion	51
§ II. <i>Pénéplaines primitives</i>	52
1 ^o Leur réalité	52
2 ^o Les zones de contact entre le granite et les roches cristallines du pourtour	53
3 ^o Les zones de contact entre les gneiss et les leptynites	56
4 ^o Les zones de contact entre les schistes cristallins et les formations antérieures	57
5 ^o Conclusion sur les pénéplaines primitives	58
§ III. <i>La pénéplaine carboniférienne</i>	59
1 ^o Caractères généraux	59
2 ^o L'âge de la pénéplaine carboniférienne	59
3 ^o L'aspect primitif et les déformations secondaires de la pénéplaine-stéphanienne	60
4 ^o Influence des accidents sud-armoricains	61
5 ^o Influence des accidents de direction varisque	63
6 ^o La surface d'érosion stéphanienne dans le relief actuel	64
7 ^o La surface d'érosion stéphanienne hors du Périgord	65

	Pages
Chapitre III. — LES TERRAINS ET LES SURFACES D'ÉROSION DE L'ÈRE SECONDAIRE	67
§ I. Répartition des terrains secondaires.	67
1 ^o Les limites d'ensemble.	67
2 ^o Le Trias.	67
3 ^o Le Lias	68
4 ^o Le Jurassique	68
5 ^o Le Crétacé.	70
6 ^o Relations tectoniques entre les sédiments secondaires .	71
§ II. La surface d'érosion préliasique.	72
1 ^o Caractères généraux.	72
2 ^o L'âge et le degré d'usure de la surface d'érosion préliasique	74
3 ^o Les déformations de la pénéplaine préliasique de la Vézère à l'Auvézère.	75
a) Autour du Massif de Châtres.	76
b) A l'Ouest du Bassin de Brive.	80
c) Le rôle de la pénéplaine préliasique dans le relief actuel du massif de Châtres et du Bassin de Brive.	83
d) Déplacement des zones de subsidence vers le Sud-Ouest	84
4 ^o Les déformations de la pénéplaine préliasique	84
a) Prépondérance des accidents sud-armoricains.	85
b) Influence des accidents varisques	88
c) Dates des déformations de la pénéplaine entre la Vézère et le Bandiat.	89
d) Rôle de la pénéplaine préliasique dans le relief actuel.	90
1. Aux confins du Périgord septentrional	90
2. A l'intérieur du Limousin.	91
Conclusion	93
§ III. La surface d'érosion cénomaniennne	94
1 ^o Caractères généraux.	94
2 ^o Les déformations de direction sud-armoricaine	97
3 ^o Les déformations de direction varisque	104
4 ^o Origine et âge de ces déformations.	112
5 ^o Influence de la pénéplaine cénomaniennne sur le relief actuel.	120
a) A l'intérieur du Périgord crétacé.	121
b) Sur le pourtour du Périgord crétacé.	122
c) La pénéplaine cénomaniennne dans le Quercy, dans le Ségala et dans le Limousin.	123
Conclusion.	126

	Pages
Chapitre IV. — LES NIVEAUX D'ÉROSION TERTIAIRES	128
§ I. <i>Caractères généraux.</i>	128
1° Les preuves de leur existence.	128
2° Leur rôle dans le relief actuel.	129
3° Les diverses surfaces d'érosion tertiaires.	130
§ II. <i>Le niveau d'érosion éocène.</i>	131
1° Le sidérolithique	131
2° L'âge de la pénéplaine éocène	136
3° L'extension actuelle de la pénéplaine éocène en Périgord	138
4° Les déformations de la surface d'érosion éocène	138
5° Age des déformations de la surface d'érosion éocène.	142
6° Le rôle de la surface d'érosion éocène dans le relief actuel.	144
a) Généralités.	144
b) La bordure occidentale du niveau d'érosion éocène.	144
c) Dans l'intérieur du Périgord	145
7° Extension de la surface d'érosion éocène autour du Périgord	149
Conclusion	153
§ III. <i>Le niveau d'érosion préstampien.</i>	155
1° Les preuves de son existence.	155
2° Les sables du Périgord	155
3° La surface d'érosion préstampienne.	160
a) Son allure.	160
b) Les déformations de la surface d'érosion préstampienne	161
c) L'âge et les causes des déformations de la surface d'érosion préstampienne	163
4° La surface d'érosion préstampienne dans le relief actuel	164
5° La surface d'érosion préstampienne autour du Périgord.	168
Conclusion	173
§ IV. <i>La surface d'érosion postburdigalienne ou mio-pliocène.</i>	174
1° Les preuves de son existence et les graviers pliocènes	174
2° Les dépôts miocènes et pliocènes	175
3° Les déformations de la surface d'érosion mio-pliocène.	179
4° Le rôle de la surface d'érosion mio-pliocène dans le relief actuel	182
5° La surface d'érosion mio-pliocène autour du Périgord	186
Conclusion générale sur les trois niveaux d'érosion tertiaires.	192
1° Caractères communs	192
2° Différences entre les trois niveaux d'érosion tertiaires	195

	Pages
Chapitre V. — LES VALLÉES ET LES TERRASSES DU PÉRIGORD.	198
§ I. <i>Leur valeur morphologique</i>	198
1 ^o Les vallées périgourdines.	198
2 ^o Les terrasses périgourdines.	202
3 ^o L'étude des terrasses périgourdines	206
§ II. <i>Les terrasses des vallées périgourdines</i>	208
1 ^o Les terrasses de la Dordogne.	208
a) Autour de Bergerac	208
b) En aval de Bergerac	211
c) En amont de Bergerac	212
d) Dans les méandres de Calès, de Trémolat et d'Alles	213
e) En amont des méandres de Calès, de Trémolat et d'Alles	215
2 ^o Dans les vallées affluentes de la Dordogne	219
a) Sur la Vézère	219
b) Dans les petites vallées et les vallons du Périgord méridional	221
c) Dans l'intérieur des plateaux	224
3 ^o Les terrasses de la vallée de l'Isle et des vallées affluentes	227
a) La vallée de l'Isle à Montpon.	227
b) En aval de Montpon.	232
c) En amont de Montpon	232
Comparaison entre les terrasses de la vallée de l'Isle et celles de la vallée de la Dordogne	237
4 ^o Les terrasses des vallées de la Dronne, du Bandiat et de la Tardoire.	241
Conclusion sur les terrasses périgourdines.	248
§ III. <i>Les terrasses dans les vallées du Bassin Aquitain septentrional</i>	254
1 ^o Vers les pays d'amont.	255
a) En Limousin	255
b) En Quercy	260
2 ^o Les terrasses fluviales en aval du Périgord.	263
a) En Charente	263
b) En Gironde.	265
Conclusion générale sur les terrasses du Périgord et du Bassin Aquitain septentrional.	273
§ IV. <i>Solifluction et remblaiements récents</i>	282
1 ^o Les éboulis : leur structure.	282
2 ^o L'âge des éboulis et leur mode de formation	285

DEUXIÈME PARTIE. — LE RELIEF STRUCTURAL DU PÉRIGORD

Chapitre Premier. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX	289
1 ^o Variété de la topographie périgourdine	289
2 ^o Les causes de variété dans le paysage topographique ..	290
3 ^o Répartition régionale du relief structural.	291
Chapitre II. — LE PÉRIGORD SEPTENTRIONAL.	292
§ I. <i>Vue d'ensemble</i>	292
1 ^o Situation et limites	292
2 ^o Répartition des roches.	292
3 ^o Caractères généraux du relief structural	293
4 ^o Divisions du relief structural dans les terrains cristallins du Périgord septentrional.	296
§ II. <i>Les granites du Nontronnais et d'Excideuil</i>	297
1 ^o Les granites et les granulites du Nontronnais.	297
2 ^o Les granites porphyroïdiques d'Excideuil-Montcha-brol.	300
§ III. <i>Les gneiss de Jumilhac et les schistes cristallins de Lanouaille.</i>	302
1 ^o Répartition et structure.	302
2 ^o Caractères généraux du relief.	303
3 ^o Les détails du relief dans les gneiss et les schistes cristallins.	307
4 ^o Le massif de Châtres.	310
Conclusion	312
Chapitre III. — LE PÉRIGORD JURASSIQUE ET CRÉTACÉ.	314
§ I. <i>Caractères généraux.</i>	314
1 ^o Limites et originalité	314
2 ^o Les terrains sédimentaires du Périgord central et les divisions du relief structural	315
§ II. <i>La dépression périphérique du Massif Central en Périgord.</i>	315
1 ^o Caractères généraux.	315
2 ^o La structure du Lias et du Permien en Périgord	317
3 ^o Bassins et vallées subséquentes.	318
4 ^o Côtes et buttes-témoins.	323
5 ^o Le massif liasique de Ladornac-Terrasson	329
Conclusion sur la zone de contact entre terrains cristallins et terrains sédimentaires en Périgord	331

	Pages
§ III. <i>Relief structural du Causse périgourdin</i>	333
1 ^o Son originalité	333
2 ^o Répartition des terrains jurassiques en Périgord.	333
3 ^o Structure des calcaires jurassiques périgourdins.	334
4 ^o La bordure orientale du Causse périgourdin.	335
5 ^o L'intérieur du Causse périgourdin.	342
6 ^o Le relief des terrains jurassiques au Nord-Ouest du Périgord.	353
7 ^o Le relief des terrains jurassiques à l'Est et au Sud du Périgord.	354
Conclusion	358
§ IV. <i>Relief structural du Périgord crétacé</i>	359
1 ^o Limites, structure des roches et tectonique.	359
2 ^o Les reliefs dissymétriques du Périgord crétacé.	363
a) Les côtes et les buttes-témoins de l'Est et du Sud	364
b) Les boutonnières ou les « Pays de Bray » du Périgord	382
3 ^o Les plateaux et le karst du Périgord crétacé.	397
a) Les faciès sédimentaires et les paysages morphologiques.	397
b) Le karst périgourdin.	402
A. Les formes d'érosion	402
B. Les formes d'accumulation.	407
c) Explication de la karstification en Périgord	409
d) Le relief structural dans la couverture tertiaire du Périgord crétacé	428
4 ^o Les influences structurales dans les vallées du Périgord crétacé.	433
a) Sur l'orientation.	433
b) Sur le profil transversal des vallées périgourdines.	435
1. Dans les sédiments tendres du Crétacé.	436
2. Dans les sédiments durs et hétérogènes du Crétacé	438
c) Les méandres des vallées périgourdines.	443
Conclusion	451
Chapitre IV. — LE PÉRIGORD TERTIAIRE.	454
§ I. <i>Caractères généraux</i>	454
1 ^o Aspect d'ensemble.	454
2 ^o Limites du Périgord tertiaire.	454
3 ^o Divisions du relief structural dans le Périgord tertiaire.	455
§ II. <i>Le relief structural de la Double et du Landais</i>	456
1 ^o Définition et limites des deux pays.	456
2 ^o Les dépôts tertiaires de la Double et du Landais	456

	Pages
3° Les collines et les vallées de la Double et du Landais .	457
4° Les vallées de l'Isle et de la Dordogne dans la Double et le Landais	460
§ III. <i>Le relief structural du Bergeracois.</i>	463
Vue d'ensemble, limite et structure.	463
1° Les mollasses et les calcaires du Ludien	465
2° Les mollasses et les calcaires du Sannoisien.	468
3° Les mollasses et les calcaires du Stampien	472
4° Les buttes du calcaire aquitanien.	476
CONCLUSION GÉNÉRALE SUR LE RELIEF PÉRIGOURDIN.	478
1° Passage graduel, entre le Limousin et le Bergeracois, d'un relief cyclique à un relief structural.	478
2° Le réseau des vallées périgourdines	480
BIBLIOGRAPHIE	483
INDEX ALPHABÉTIQUE.	495
TABLE DES CARTES	514
TABLE DES FIGURES.	515
TABLE DES MATIÈRES	519

Vu

le 31 Mars 1949.

Le Doyen de la Faculté des Lettres
de l'Université de Paris,
A. CHOLLEY.

Vu

et permis d'imprimer.

Le Recteur
de l'Académie de Paris,
J. SARRAILH.

